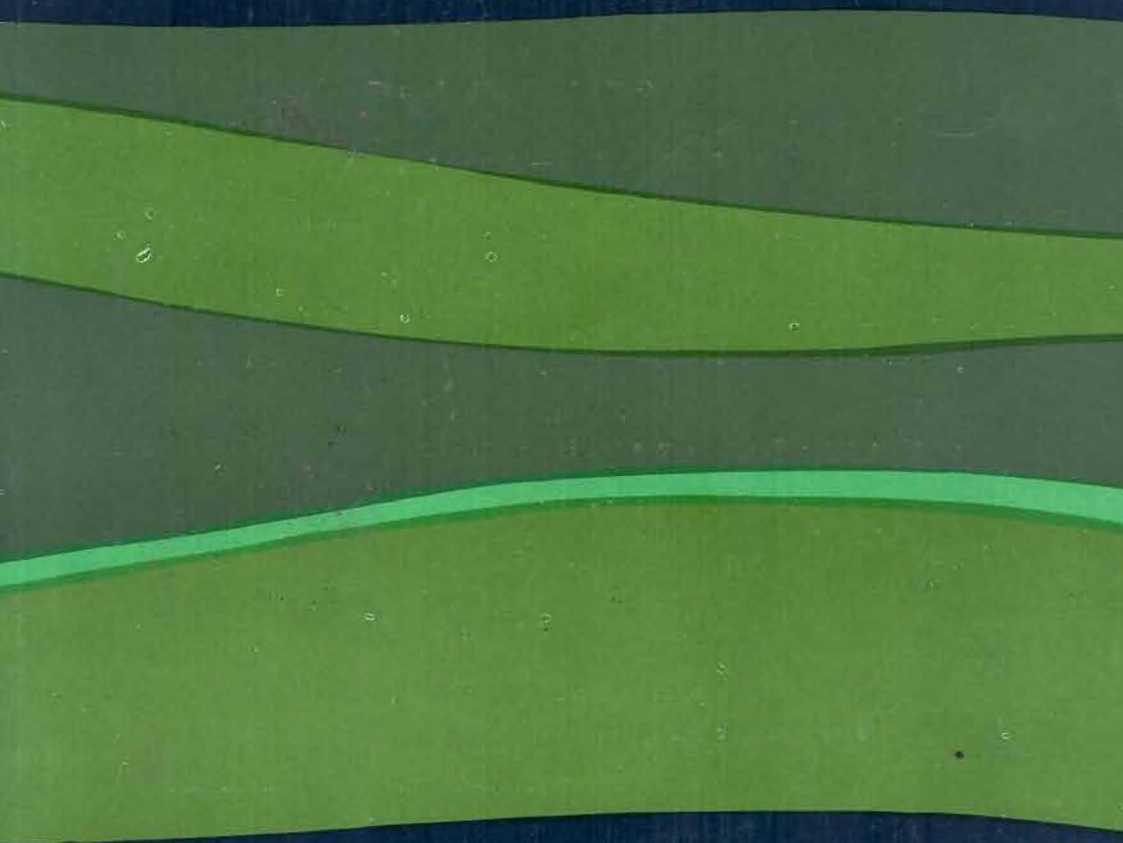


# MINERALIA SLOVACA

12

1980

5



Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*  
RNDr. Pavol GREČULA, CSc., *vedecký redaktor*  
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*

## REDAKČNÁ RADA.

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS  
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.  
akademik Bohuslav CAMBEL  
RNDr. Jozef CVERČKO, CSc.  
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.  
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ  
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.  
Ing. Ján KOZÁČ  
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ  
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.  
akademik Michal MAHEL

Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc.  
prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.  
Ing. Ivan PAGÁC, CSc.  
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.  
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.  
RNDr. Miroslav SLAVKAY  
RNDr. Ivan ŠARIK  
RNDr. Pavel TKÁČIK  
Ing. Milan TAPAK, CSc.  
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.  
RNDr. Imrich VARGA

## OBSAH

## CONTENTS

### PŮVODNÉ PRÁCE

### ORIGINAL PAPERS

*František Čech — Jaroslav Zeman*

Vzťah ložísk palív k hlbínnej stavbe  
a vývoju panónskej panvy

Relation of fuel deposits to the deep  
stucture and development of the Panno-  
nian basin

385

*Peter Muška — Jozef Vozár*

Rozdiely paleodeklinácie v horninách  
bazálnej časti hronika v doline Ipoltica  
(severné svahy Nizkych Tatier)

Different degrees of paleodeclination  
in the lower part of the Hronic unit  
in the Ipoltica valley (Nízke Tatry Mts.  
northern slope)

409

*Lubomil Pospíšil*

Interpretácia tiažového poľa v oblasti  
východoslovenského neogénu

Interpretation of the gravity field in the  
East Slovakian Neogene area

421

*Martin Radvanec — Ivan Matuľa — Ján Baran*

Štúdium sekundárneho geochemického  
poľa cínového ložiska Hnilec korelač-  
nou analýzou

Investigation of the secondary geoche-  
mical field of the Hnilec tin deposit  
using correlation analysis (Spišsko-ge-  
merské rudohorie Mts., Eastern Slova-  
kia)

441

### SPRÁVY

### REPORTS

*Pavel Fecek — Zoltán Hlavatý*

Hydrogeológia vulkanitov Krupinskej  
planiny

Hydrogeology of volcanites in the Kru-  
pinská planina area (Middle Slovakia)  
Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

455

## Relation of fuel deposits to the deep structure and development of the Pannonian basin

FRANTIŠEK ČECH\*, JAROSLAV ZEMAN\*\*

\* Department of Mineral Deposits, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Žitkova 3, 801 00 Bratislava

\*\* Institute for Geology and Geotechnics, Czechoslovak Academy of Sciences, Boční 1401, 141 31 Praha 4

(2 Fig. in the text)

Received 28. 1. 1980

### Отношение месторождений угля к глубинному строению и развитию панонской впадины

Панонская впадина в своих периферийных структурах является комплексной мегаструктурой для месторождений горючих ископаемых. Её фундамент представляет гетерогенная кора под отдельными депрессиями субокеанического характера с наследственной мобильностью. Эта кора была уже примарно утончена. В конце терциера произошла интеграция блоков на панонский мегаблок с новым планом структурных разломов. Глубинные причины её развития связываем, в согласии с другими авторами, с термодинамическим развитием панонского покровного диапира. Поднятие диапира способствовало стагнации, погружению впадин и для возникновения угольных месторождений. Колапсовая стадия диапира приводит к освобождению углеводородов и к их миграции в новые структуры. На их распределении приняли участие районы с различно высокими теплотными потоками. Месторождения угля находятся в хорошей корреляции с блоковым строением фундамента впадины. Для месторождений углеводородов корреляция замечается. В общем, для аккумуляции горючих полезных ископаемых являются подходящими периферийные части диапира. Положительную роль при этом имели перипанонские и инсубрицкие линияменты на контактах с диапиром. С точки зрения развития коры указаны корреляционные феномены характерные и для чешских угольных бассейнов.

### Relation of fuel deposits to the deep structure and development of the Pannonian basin

In its marginal structures, the Pannonian basin represents a complex megastructure containing deposits of natural fuels. Its basement is built by heterogenous type of crust where, beneath partial depressions, the crust has suboceanic nature

with inherited mobility. In these parts, the presence of primary attenuated crust is supposed. At the end of the Cenozoic, single crustal blocks participating on the structure of the recent Pannonian basin became integrated into the Pannonian megablock structure and a new structural framework of faults has been imposed. Concordantly with other authors, we relate the deep-seated sources of the development to the thermodynamic development of the Pannonian mantle diapir. The uprise of the diapir imposed stagnation onto depressional movements of partial basins and created by that favourable conditions for the generation of coal seams. The subsequent stage of collapse of the diapir led to squeezing out and migration of hydrocarbons into new structural traps. Several areas with different heat-flow values participated in the distribution of hydrocarbon accumulations. Deposits of coal reveal good correlation with the block structure of the basement. To the contrary, any relation may be proved in the case of hydrocarbons. Generally, the most favourable conditions for the accumulation of deposits of natural fuels occur along the periphery of the diapir where the Peripieninic and Insubric lineaments played positive role being located along the margin of the diapir. Common features of development with Bohemian coal-bearing basins are indicated as well.

The Pannonian basin is girdled by the orogenic belt of the folded Eastern Alps, Carpathians and Dinarides, the structures of which do not continue inside of the basin and emphasize its autonomy mainly during the neotectonic epoch of the development. Both geological and geophysical knowledge prove the pre-Cenozoic block structure of the basin basement which appears mostly discordant to the block structure within the sedimentary basin filling of Neogene age. The distribution of deposits of coal and accumulations of oil and natural gas are influenced by this structure. Considerable significance for the generation of these fuel deposits is ascribed to tectonic reconstruction of Neogene age caused by deepseated processes.

#### **Geological knowledge of the deep structure**

A pronounced positive gravitational field characterizes the Pannonian basin extending into the inner units of the orogenic girdle around the basin. The gravitational field correlates well with seismologically proved crust attenuated over the upper mantle diapir in the area (L. Stegena et al. 1975). From the basinal margin towards the orogenic girdle, crustal thicknesses become doubled. The contact between the thick and thin crust is of tectonic nature and, in the Carpathian arc, it runs along the Peripieninic lineament. Similarly, at the eastern margin of the Eastern Alps, a jump in crustal thickness has been stated from 63 km in

Central Tauern Mts. to 30 km in the Semmering area (K. Arik — R. Gutdeutsch 1975). The crustal contact in the Alpine-Carpathian girdle is seismically active whereas the Pannonian basin is considered to represent an aseismic unit (G. Schneider 1978). Dynamical analysis of earthquakes proved that strain axes rotate along the W and SW margin of the Pannonian basin (G. Gangl 1975). The seismicity indicates also a deep-seated origin of its arched shape.

P-wave velocities reveal decrease of upper mantle velocities by  $0.5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$  beneath the Pannonian basin and the Southern Carpathians when comparing with those beneath Western and Eastern Carpathians (L. P. Vinnik et al. 1975) in the latter correlating with mantle velocities of the platform foreland. Velocity data point to block structure of the upper mantle around the mantle diapir assigned by us as the Pannonian (mantle) diapir. The geophysical picture but even the tectonic structure and also the geological setting are correlatable with features of the Afghanian — Tadzhik depression girdled by the Southern Tien-Shan and Pamir Mts.

The seismotectonic activity along the Peripieninic lineament which runs in tangential direction to the mantle diapir is caused by shear movements where the tectonic strain cumulates in the more rigid

mantle of low heat-flow values girdling the higher tempered one (L. P. Vinnik et al. 1975). The tangential strain relation along marginal shear fault belts towards the mantle diapir resembles relations around other similar deep structures: the Great Basin (C. H. Scholz et al. 1971) or the Red Sea (J. D. Lowell et al. 1978). The distribution of tectonic strain is in accordance even with the simulated diapir by modelling which caused belts of tangential strain along the margins of the diapir summit (M. V. Gzovskiy 1960).

The gravitative effect of the Pannonian diapir conceals the original gravimetric heterogeneity deduced from derived gravimetric maps (B. Beránek 1979). The latter correlates well with the geological experience upon the block structure proved in the northern part of the Pannonian basin. Investigations of block structure remodelling are promoted by data on seismic activity along the limits of recent block units as well (V. Kárník 1975).

Geophysical data from the Transylvanian and East Slovakian basins, where partial gravimetric anomalies of regional extent and of oval shape were found, may be interpreted in the sense of mantle diapir differentiation into partial elevations. The distribution of deep-seated faults in these basins points to their similar tangential relations around the partial diapir as it is

the case with the Peripieninic lineament to the Pannonian diapir. Recent knowledge on the deep structure and on the relation of marginal intra-Carpathian basins led us to assimilate the Danube basin, the South Slovakian and East Slovakian basins among peripheral partial basins of the Pannonian basin proper. We suppose similar deep connections to the endogenous development of the Pannonian megastructure also in the case of the Vienna basin.

### **Type of crust in the Pannonian basin basement**

The basement of the Pannonian basin is assumed to represent a central massif (E. Bonchev 1978). Contrary to other central massifs, any sufficient crustal consolidation may be assumed here. It follows from data by Gy. Wein (1969), B. Jantsky (1976) and M. Maheľ (1978) that the Pannonian crust achieved only insufficient uniformity and pronounced substantial inhomogenities occur within the area. Hence, partial mobile depressions developed here during the Mesozoic as well, being situated above slightly consolidated crustal segments of, likely, even oceanic nature: the Mureş trough and the Igal — Bükk trough (M. Maheľ 1978). The small share of granitoids in the basement together with the appearance of tholeiitic

and, on the other hand, of alkaline basites as well as elevations alternating with depressions and the repeating mobility of depressions, this all points to the existence of slightly consolidated crust beside belts of more intensively sialitized portions. The mass development of andesite and rhyolite suite in the northern part of the basin during the Neogene may be assumed to reflect increase of continental crustal thickness along a pre-Cenozoic mobile belt situated above suboceanic type of crust. This crustal type occurred mostly also in the basement of South Slovakian basins (F. Čech 1978, 1979).

We consider the Pannonian megastructure to represent an unevenly consolidated and heterogenous crustal segment which constituted originally part of the Paleotethys and where likely, during the Jurassic, relics of oceanic crust still survived. The small amount of basalts does not fit the supposition of L. Stegena et al. (1975) on extensive deep erosion of the basaltic crustal layer as the sole process that caused crustal attenuation. We assume that the crust has been of primarily thinner nature as from the Paleozoic and, supposing that single crustal segments became thicker in belts of granitization, the crust became attenuated mainly due to basification imposed by the mantle diapir during the Cenozoic. A basin with such crustal type is favourable site for the ge-

neration and preservation of a variety of fuel deposits. Therefore the Pannonian basin represents a complex megastructure of fuel deposits.

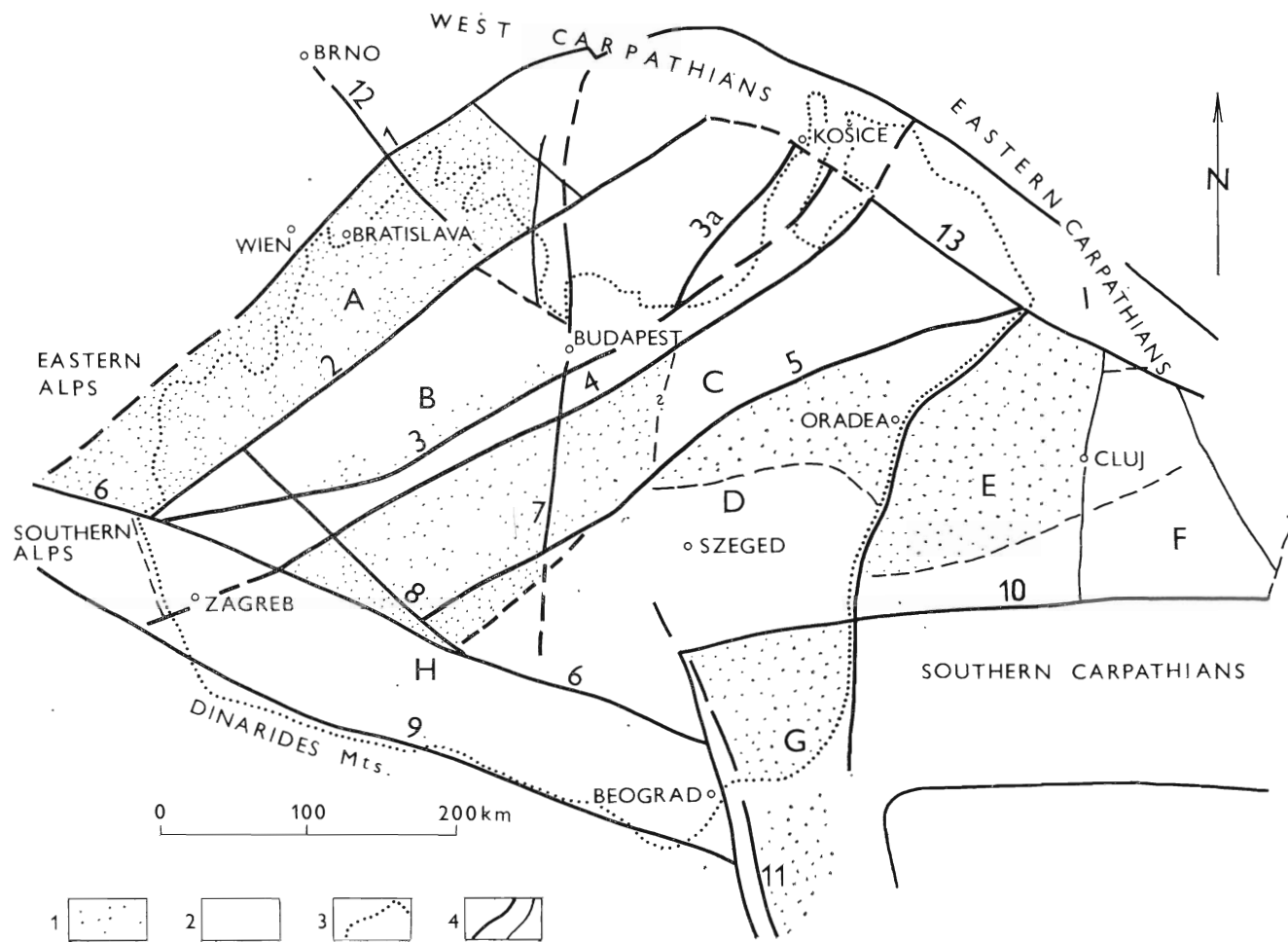
### **The block structure and its development**

We interpret (cf. F. Čech — J. Zeman 1979) here deep-seated faults of NE-SW course (Gy. Wein 1969) delimiting crustal blocks stretching in the same directions. As we delimit and call them according to crustal types present, the new names do not respect the until used ones. Other limits and names are found in D. Hovorka (1979), M. Maheľ (1978) and P. Grečula — I. Varga (1979). From the tectonic viewpoint, the most important deep-seated fault in the area was the Zagreb — Kulcs one with almost parallel Balaton deep-seated fault. Subparallel orientation to the former has the Rába line delimiting together with the Peripieninic lineament the Sopron block of sialic crust. On the Slovakian territory, this block continues into the Danubian block defined by O. Fusán et al. (1971) which became separated from the former most probably but during the post-Badenian time.

The Rába and Zagreb — Kulcs deep-seated faults delimit the Balaton block of highest mobility within the Pannonian megastructure and of simatic nature. The

presence of basic rock masses along linear structures (indicated by extensive magnetic anomaly along the Rába line as well) and the overwhelming metapelites present are in accordance with our knowledge about long-lasting subsidence within the block as from the Paleozoic (Gy. Wein 1969) at the same time indicating suboceanic type of crust (Fig. 1.). The mobility of the block survived till to the Pliocene. Before the Neogene, the Balaton block stretched as far as Southern Slovakia when the Gemeride crystalline beneath the South Slovakian basin constituted its part as well. It is likely that the Darnó line deviating from the Balaton deep-seated fault separated the former unitary block into the East and South Slovakian blocks but during the Neogene. The similar type of crust may point to the common relation of the East Slovakian area with the crustal type present within the Balaton block proved also by basic and ultrabasic rocks uncovered by drilling in the basement of the East Slovakian basin (F. Čech 1980).

Southeasternly from the Balaton block, a crustal segment of linear shape and containing granitoids reflected repeated elevational tendencies during the evolution of the Pannonian crust. According to our interpretation, this sialic block has been limited on the SE by a tectonic line that determined the site of the Szolnok deep-seated fault.





The high mobility in the Szolnok trough has been likely influenced by partial remobilization of the block itself as well. We assign this block as the Paleopannonian block s. s. assuming it to create the sialic remnant of an originally more extensive structure, the Paleopannonian block s. l. which originated by the end of the Paleogene joining the originally simatic Tisza block structure. The Tisza block does not cover the original Tisia of Gy. Princz (1922 in Gy. Wein 1969). Its geological development was of complex nature and remains until insufficiently known (cf. M. Maheľ 1978). The Tisza block has been bordered by the Apuseni block structure of heterogenous nature and of various type of crust. This block became probably separated from

more southern sialic blocks by crustal segment of suboceanic and even possibly of oceanic type indicated in the Mureş trough (M. Maheľ 1978) still during the Jurassic. The structural segmentation occurred here mostly in E—W direction as it is indicated by the strike of single tectonic units, for example in the Moesia platform or in the southern arc of the Carpathians. Similar strikes are interpreted also in the eastern margin of the Dinarides and in the Vardar zone by B. Sikošek (1976) for the time before the Upper Paleozoic. The original limits of the Tisza block have had likely also E—W course running along a belt of continental crust that joined the recent Mecsek Mts. with the Serbo-Macedonian massif (M. Maheľ 1978), but mainly



Fig. 1. Block structure of the Pannonian basin. Explanations: Deep-seated faults and lineaments: 1 — Peripieninic lineament, 2 — the Rába and Vepor deep-seated faults, 3 — the Balaton (3a — Darnó) deep-seated fault, 4 — the Zagreb — Kulcs deep-seated fault, 5 — the Szolnok deep-seated fault, 6 — Periadriatic (Insubric) lineament, 7 — Danubian (Central Carpathian) fault, 8 — the Drava deep-seated fault, 9 — the Sava (Peridinarian) deep-seated fault, 10 — the Mureş deep-seated fault, 11 — Vardar lineament, 12 — the Nesvačily — Trnava deep-seated fault, 13 — the Szamos lineament. Blocks: A — the Sopron and Danubian blocks, B — the Balaton block, C — the Paleopannonian block s. s., D — the Tisza block (C + D — the Paleopannonian block s. l.), E — the Apuseni block, F — the Transylvanian block, G — the Serbo-Macedonian block, H — the Fore-Dinarian block, I — the East Carpathian block. Hachure: 1 — sialic blocks more consolidated during the Variscan epoch and sialitized belts, 2 — simatic blocks and segments consolidated at the end of Cretaceous and during the Cenozoic, 3 — limits of the Pannonian basin, 4 — main deep-seated faults and lineaments

Obr. 1. Bloková stavba panónskej panvy. Vysvetlivky: Hlbinné zlomy a lineamenty: 1 — peripieninský, 2 — rábský, + veporický, 3 — balatonský (3a — darnóvský), 4 — záhrebsko-kulčský, 5 — szolnocký, 6 — periadriatický (insubrický), 7 — dunajský (centrálno-karpatský), 8 — drávsky, 9 — sávsky (peridinársky), 10 — murešský, 11 — vardarský, 12 — nesvačilsko-trnavský, 13 — samošský. Bloky: A — šopronský s podunajským, B — balatonský, C — paleopanónsky s. s., D — tiský (C + D paleopanónsky s. l.), E — apusenský, F — transylvánsky, G — srbsko-macedónsky, H — predidinársky, I — východokarpatský. 1 — sialické bloky, variský viac konsolidované a sializované zóny, 2 — simatické bloky a kryhy konsolidované koncom kriedy a v terciéri, 3 — hranice panónskej panvy, 4 — hlavné hlbinné zlomy a lineamenty

with the continental crust present in the Apuseni Mts. We place recent limits of the Paleopannonian block s. l. (assimilating also parts of the granitic crust which continues towards the E into the Serbo-Macedonian massif) along the Insubric line or on the Drava deep-seated fault. The latter splitted away to create an independent structure probably but during the Neogene predisposing the graben-like Drava depression.

All these structures, the Apuseni and Transylvanian blocks including, were limited from NE by the Szamos line representing originally a significant lineament assumed already by H. Stille (1953).

Mesozoic sedimentary basins still inherited the structural dissection of the Paleozoic development and the latter became modified at places during folding phases of the Cretaceous. As from the Cretaceous, the former mobile belts disintegrated and single new blocks originated incorporating the folded units or areas of active magmatism. During the Paleogene, the northern part of the Pannonian basin still inherited the old structural pattern whereas further segmentations and adaptations of Carpathian directions occurred in its SE portion. The Balaton block retained its autonomy even during the Miocene and it became, as one of most mobile blocks, the site of highest rate of subsidence. Also areas limited by the Szamos and Insubric lineaments

were active at this time. A pronounced reorganization of the whole area occurred but during the Pliocene when both the Sopron and Paleopannonian s. l. blocks were mobilized. Contrary to the formers, the Balaton block stabilized at this time.

As from the end of the Miocene, single blocks in the Pannonian basin disintegrated into eastern and western portions along a N—S line followed by the recent Danube flow. The line was still not of deep-seated nature along its whole strike-length as it was in the recent Czechoslovak territory within the Štiavnica neovolcanic centre. In the Pannonian basin, the line appears as a crustal fracture covering the Zázrivá — Budapest line of D. Kubiny (1962) or the Central Carpathian lineament of J. Štolh (1976). Along this young line of until upper crustal extent, the block structure of the Pannonian basin basement disintegrated into the more mobile eastern portion and the more stable western one. The similar differentiation of crustal mobility is indicated by the difference of Quaternary sediments (cf. L. Stegena et al. 1975). Recent seismoactive lines delimit contours of the Pannonian basin (V. Kárník 1975). Within the basin proper, the highest activity concentrates along the N—S striking Central Carpathian lineament only northernly from the Balaton line. Hence, with regard to its not

deep-seated nature, we assign this line in the full extent as the Danube fault. Another seismoactive line represents the NW continuation of the Vardar zone which extends further, as an active fault, towards the NW followed by the Tisza river lower course. The inversion in block movements influenced the distribution of coal deposits and also of deposits of hydrocarbons.

Coal deposits occur over stabilized block units or over their parts whereas accumulations of hydrocarbons are confined to subsiding blocks. The development of the Pannonian block during the Neogene and Quaternary reveals that the basin does not represent a sole unitary block unit (massif) but, even after structural reorganization that occurred at the Miocene — Pliocene boundary, it preserved the heterogeneous dissection despite processes of integration of old participating block units. We relate this development to the uprise and subsequent collapse of the mantle diapir that governed the generation of young sedimentary basins (D. Vass 1979). The origin and development of the diapir imposed changes upon the regional yield strain field in the area and changed also the disposition of maximally subsiding centres. In the central portion of the basin over the diapir, the strain was of tensional nature whereas shear strain forces occurred at the periphery. This led to strong tectonic segmentation in the Vien-

na, East Slovakian, Transcarpathian and Drava basins. In these peripheral basins the subsidence stabilized as from the end of the Miocene changing from previous 3—4 km to lesser values from. Contrary, an acceleration of subsidence occurred in the Pannonian basin proper with a total value of 5 km.

### **Relation of coal deposits to the block structure**

Coal deposits along the inner side of the Carpathian arc create four belts which appear as centres of main coal accumulation. These belts occur on the Balaton block in NW Hungary, at the transition from the East Carpathian arc into the South Carpathian one, mainly upon the Serbo-Macedonian block and within the Fore-Dinaric block. Reflected by persistent tendency for coal generation, the Vardar zone, the Serbo-Macedonian massif and the Kraishtide zone acquire specific position. Conditions for coal generation persisted here from the Upper Carboniferous to Neogene time; 7 mineable coal deposits occur in Carboniferous beds, 2 in Permian, 11 in Jurassic, 6 in Cretaceous, 7 in Paleogene and 14 deposits are confined to beds of Neogene age. We assign this extensive coal-bearing structure as the Vardar — Kraishtide coal-bearing lineament. Deep-seated faults fixed here basin structures and denuda-

tion areas. For example, between the Carboniferous and Jurassic, coal deposits originated along the line connecting Lupacu (Rumania) and Pirot (Greece). Later, the coal generating activity migrated in the strike and also across the lineament.

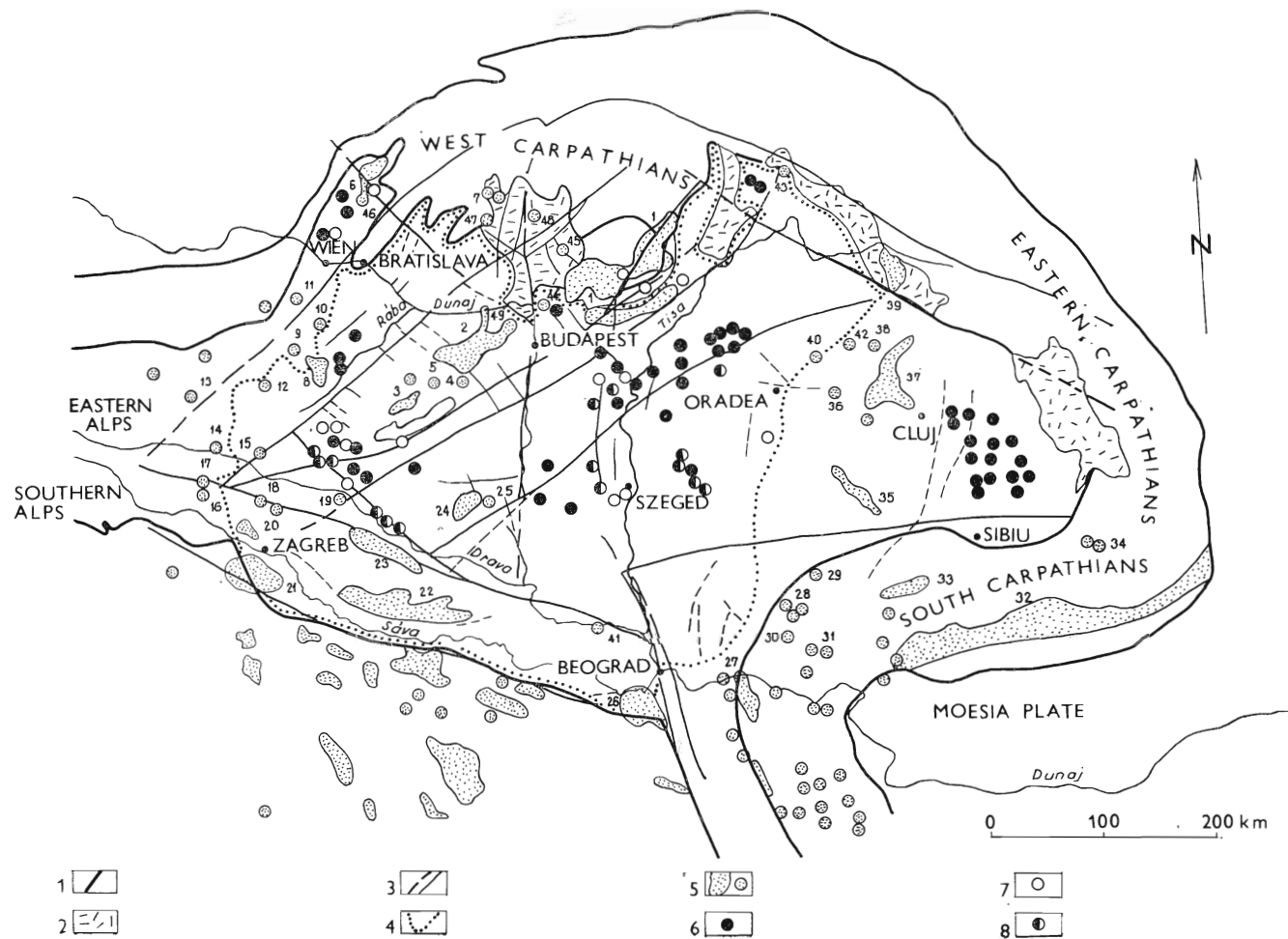
Among other deep-seated faults, the Peripieninic lineament played positive role for the generation of coal deposits not only along the limit of the basin towards the Eastern Alps but also towards the Eastern Carpathians. Another area with favourable conditions for coal

generation occurs at the margin of the Paleopannonian block unit facing the Apuseni Mts. and along the Insubric line. The central portion of the basin is not of coal-bearing nature (Fig. 2).

Coal deposits originated in tectonically dissected areas where places of denudation alternated with sedimentary basins. However, the extent of deposits is here small. Great deposits are confined to mobile blocks with supposed suboceanic crust. The most important block is the Balaton one where the

Fig. 2. Relation of fuel deposits to the structure of the Pannonian basin. Explanations: Coal-bearing basins and smaller deposits: 1 — Northeastern basin (Nógrád, Borsodnádásd, Mátravidék), 2 — Northwestern basin, 3 — Ajka, 4 — Várpalota, 5 — Szentgál, 6 — Hodonín — Dubňany, 7 — the Handlová — Nováky basin, 8 — Torony — Szombathely, 9 — Tauchen, 10 — Brennbreg, 11 — Wiener Neustadt, 12 — Ilz, 13 — Köflach — Voitsberg, 14 — Lavanttal basin, 15 — Wiess, 16 — Zasavski basin, 17 — Velenje basin, 18 — Hrvatsko — Zagorje basin, 19 — Ludbreg — Koprivnice basin, 20 — Krško Polje, 21 — Pokupsko — Vukomerički basin, 22 — Posavski basin, 23 — Bilogorsko — Podravski basin, 24 — Mecsek basin, 25 — Hidas, 26 — Kolubarski basin, 27 — Mlavski — Pečki and Podunavski basins, 28 — Lupac, Secul, Doman, 29 — Rusca-Montăna, 30 — Anina, 31 — Rudăria, Mehadia, 32 — Subcarpații basin, 33 — Petroșani basin, 34 — Codlea, Cristian, 35 — Brad, 36 — Ip — Zăuani basin, 37 — Almașului basin, 38 — Sărmășag, 39 — Bicsad, 40 — Popești, 41 — Vrdnički basin, 42 — Bratca, 43 — Vihorlat Mts. piedmont basin, 44 — Nagyszál, 45 — Modrý Kameň basin, 46 — Kúty — Gbely basin, 47 — Obyce, 48 — Badin, 49 — Štúrovo. Hachure: 1 — limits of the Central Carpathians, 2 — neovolcanite, 3 — deep-seated faults, lineaments and other faults, 4 — limits of the Pannonian basin, 5 — coal-bearing basins and smaller deposits, 6 — deposits of natural gas, 7 — oil deposits, 8 — deposits of oil and natural gas

Obr. 2. Vztah ložisk paliv k štruktúre panónskej panvy. Uholné panvy a menšie ložiská: 1 — severovýchodná (Nógrád, Borsodnádásd, Mátravidék), 2 — severozápadná, 3 — Ajka, 4 — Várpalota, 5 — Szentgál, 6 — Hodonín, Dubňany, 7 — Handlová — Nováky, 8 — Torony — Szombathely, 9 — Tauchen, 10 — Brennbreg, 11 — Wiener-Neustadt, 12 — Ilz, Köflach — Voitsberg, 14 — Lavanttal, 15 — Wiess, 16 — Zasavská, 17 — Velenje, 18 — Hrvatsko — Zagorje, 19 — Ludbreg — Koprivnice, 20 — Krško Polje, 21 — pokupsko — vukomeričská, 22 — posavská, 23 — bilogorsko — podravská, 24 — mecsekská, 25 — hidasská, 26 — kolubarská, 27 — mlavsko — pečská, podunavská, 28 — Lupac, Secul, Doman, 29 — Rusca — Montăna, 30 — Aninská, 31 — Rudăria, Mehadia, 32 — Subcarpații, 33 — Petroșani, 34 — Codlea, Cristian, 35 — Brad, 36 — Ip — Zăuani, 37 — Almașului, 38 — Sărmășag, 39 — Bicsad, 40 — Popești, 41 — Vrdnički, 42 — Bratca, 43 — podvihorlatská, 44 — Nagyszál, 45 — modrokamenská, 46 — Kúty — Gbely, 47 — Obyce, 48 — Badin, 49 — Štúrovo. 1 — hranice Vnútorých Karpát, 2 — neovulkanity, 3 — hlbinné zlomy, lineamenty a zlomy, 4 — hranice panónskej panvy, 5 — uholné panvy a menšie ložiská, 6 — ložiská zemného plynu, 7 — ložiská ropy, 8 — ložiská ropy a zemného plynu



oldest coal basin originated already during the Upper Cretaceous (Ajka). Conditions for coal accumulation renewed during the Eocene westernly from the Danube fault whereas conditions for coal deposition moved to the E from this line during the Miocene and Pliocene. During the Pliocene, even the Balaton deep-seated fault became important for the generation of coal deposits. A mobile depression developed along this fault at the southern piedmont of the Mátra and Bükk Mts., where up to 17 coal seams occur.

The disposition of coal deposits within the Balaton block proves its disintegration along the N—S stretching Danube fault. Contrary, the generation of coal deposits points to the stabilization related to the increase of continental crustal thickness that resulted from the neovolcanic activity.

Coal deposits along the margin of the Pannonian basin and at the limits of the Pannonian diapir occur along the Peripieninic lineament at the inner side. At the boundary of Alps and Carpathians, coal deposits of Neogene age indicate the stabilization of subsidence (coal deposits in Austria and W. Hungary, e. g. the Szombathely basin).

In the East Carpathian sector of the Peripieninic lineament, beside the coal basin at the Vihorlat Mts. piedmont area, several coal deposits occur mainly in Rumania (Bicsad, Borsec, Fălticeni, Rîscă, Comănești,

Baraolt-Câpeni).

Several coal-bearing basins occur along the margin of the Paleopannonian block: Petroșani, Rusca-Montăna, Lupac, Doman, Secul, Anina a. o. Mainly faults of W—E strike were active at the time of basin foundation here. For the amount of coal deposits located along, basins confined to the Insubric line at the SW margin of the Paleopannonian and Balaton blocks are significant. Coal deposits originated upon the margin of continental and suboceanic crustal blocks of the Dinarides.

The most discussion provokes the position of the Mecsek Mts. and that of the coal-Bearing basin of Jurassic age. It follows from the knowledge upon reconstitution of blocks that the discussed coal basin, which occurs within the Paleopannonian block s. s., generated originally at the boundary of *sialic* and *simatic* blocks extending here from the Tisza block. Coal seams wedge out towards the NE into the marine basin of the Szolnok trough. However, it is not excluded the possibility of marine communication with the contemporaneous Mureș belt. Continental conditions were likely determined by a belt of *sialic* crust deviating from the Serbo-Macedonian massif. A such connection is supposed by M. Maheľ (1978) on the base of other phenomena.

The considerable part of coal seams in the Pannonian basin is

weakly coalified and belongs to haemitypes of brown coal. An exception represents the coal of Paleogene age and some seams of Lower Miocene age constituting metatypes of brown coal (the coalification in the Mecsek Mts. is caused by other kind of tectonic processes). Coal seams of Paleogene to Lower Miocene age became not buried into considerable depths and we ascribe the relative high coalification of these seams to the high heat-flow in areas of their occurrence. It is possible to pose the question why does not ameliorate the Pannonian heat-flow the quality (coalification degree) of all coal seams present? There are three possible explanations.

a) Weak coalification characterizes the most of deposits confined to the margins of the basin where thermal effects of the diapir were weak as well.

b) More intensively coalified deposits of pre-Upper-Miocene age were affected by thermal effects as these have been not protected from the underlier by isolating beds. Younger coal seams follow upon thick sediment pile protecting them against thermal influence.

c) Thermal flux changed with time and the recent thermal flow is lower than the one during pre-Miocene time. The recent geothermal gradient ( $50-70^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ ) is insufficient to cause more intense coalification in depths above 2,000 m in basins as proved by D. Ďurica

et al. (1979) for the East Slovakian basin. Hence, the most probable explanation to us appears the case under b).

Summarizing the knowledge upon relations between coal deposits and the type of crust, we conclude that the largest coal deposits occur within the Balaton block with original suboceanic crust. The highest number of deposits is confined to the margins of basins at the borders of single blocks or along faults limiting single blocks. Favourable conditions for coal generation were created by tectonic dissection into elevational structures, denudation areas and depressional ones where the density of dissection influenced also the areal extent of deposits.

The Balaton block created a belt of depression of rift nature with some features common with the North Bohemian coal basin along the Ohře rift structure. The volcanic activity created positive conditions for the development of vegetation and for the connection with elevational structures of denudation areas. Hence, another rich coal-bearing belt occurs along the depression zone of the Insubric and Drava lines situated at the backside of the Dinarides.

The position of deposits over mobile crustal blocks and the sinking of post-Miocene age within the Pannonian basin proper or along its margins promoted the preservation of coal deposits against denudation. The distribution of depo-

sits in space and time reflects the general trend in coal-bearing basin locations along the arched margin of the basin gradually from the W to E. The coal-bearing sedimentation predominated during the Lower Miocene in the SW part of the basin along the peri-Dinaride area. Maximal concentration of deposits of Upper Miocene age occurs within the Balaton block whereas the site of the most intensive coal deposition moved to the backside of the Eastern Carpathians during the Pliocene. This move of maximal coal generation along the margin of the Pannonian basin is in accordance with the migration of single basins and it obviously reflects the dynamic evolution of the Pannonian diapir. The older dissection by faults, which is oriented mostly radially to the diapir, modified the general tendency of migration towards the outer and inner side of the Pannonian basin in partial belts (as it follows from the stratigraphical position of single coal seams in the map of A. K. Matveyev 1975).

Coal deposits older than the Pliocene complete our knowledge upon the block structure of the area with heterogeneous crustal types. Ensialitic basins are mostly of superposed type whereas ensimatic ones bear inherited structures (the Balaton block and the peri-Dinaride zone). Basins of Pliocene age reveal weak dependence on the older block structure reflecting already new

tectonic conditions imposed by the integration of the Pannonian megablock dissected anew along young structural directions.

### **Relation of hydrocarbon deposits to the deep structure**

Gas deposits exceeding quantitatively the number of oil deposits are confined to structures in the basement of the Neogene or to porous horizons of the Neogene proper (Gy. Kertai 1968). From the point of view of the deep structure, we may discern hydrocarbon deposits located in peripheral portions of the Pannonian basin along the Peripieninic lineament and those confined to central areas of the basin. Also deposits of the Vienna basin may be included among accumulations governed by peripheral structures along the Peripieninic lineament together with ones within the Sopron block structure. Deposits in the Drava and Sava depressions concentrate along the Insubric line.

The majority of deposits occurs in the central part of the basin. The lowest number of deposits is related structurally to the Balaton block eastwards from the Danube fault. Higher number of deposits concentrates along the foreland of the Balaton block towards the Dinarides. The highest areal concentration characterizes the Paleo-



pannonian block eastward from the Danube fault namely in the space of the mobile Paleopannonian block s. s. Sites of deposits correlate well with the regions of thinner crust and with the apical parts of the Pannonian diapir. Moreover, the highest thermal flow appears here according to data by L. Stegena et al. (1975). From the viewpoint of hydrocarbon migration, this area appears as unfavourable when comparing it with the regions of highest accumulation of deposits.

Tectonic lines created favourable conditions for migration by increasing the porosity of the rock mass until they were oriented diagonally or at right angle to supposed E—W yield tensional strain orientation away from the apical parts of the expanding diapir (e. g. the Drava or Szolnok lines). On the other hand, sealing along the Zagreb — Kulcs and Rába lines during the Pliocene inversion moved migration directions for hydrocarbons into the stabilized Balaton block (where, moreover, negative influences prevailed due to decreasing volcanic activity). The dynamic role of the Peripieninic lineament remains unclear. However, we may assume from the distribution of gas deposits that shear movements and compressive stresses limited the possibility of hydrocarbon migration across the lineament. In the case of the Vienna basin, the Peripieninic lineament played, probably, even a protective function acting as barrier

against strain effects coming from the inner side of the Carpathians. Favourable conditions prevailed mainly to the SW from the Nesvačily — Trnava line (F. Čech 1980). This area located outwards from the extent of flysch nappes became less influenced by stresses.

Relieved from stresses at its SE half, the Pannonian basin reveals favourable tectonic conditions for the preservation of hydrocarbon deposits. The presence of old structural blocks unified into the Pannonian megablock imposed partial differentiation on the distribution of deposits into blocks of maximal subsidence during the Pliocene. Therefore an explanation offers that this subsidence caused squeezing out of hydrocarbons to being preserved in traps. From the point of view of the crustal type, the relation is not a dominating one and several deposits concentrate in blocks consolidated in pre-Neogene time but also in those regenerated during the Neogene (the type of regenerated platforms) or upon slightly consolidated crustal segments. The more advanced consolidation had positive influence in that it prevented the intensity of tectonic shattering.

Hence, it appears that any clear relation exists between the block structure and the distribution of hydrocarbon deposits. There is evident only a correlation caused by paleogeography and tectonic conditions that promoted the concentra-

tion of hydrocarbon deposits mainly in blocks or segments of the Pannonian basin which are devoid of considerable concentration of coal deposits. Existing exceptions are ruled by inversional movements of relative block structures (the Mátra and Bükk Mts.).

It is likely that for the distribution of hydrocarbons, the main importance from deep-seated phenomena played the development of the Pannonian diapir by its thermal field generated during uprise along contacts of the rigid basement in single sedimentary basins with their filling. Gas deposits concentrate mainly along the flanks of apical portions of the diapir being confined to areas devoid of thinner crust. The shape of the diapir together with heterogeneous crustal block structure modified the distribution of strain within the crust. As the possible model one may assume a scheme where the apical portion of the diapir imposes tensional strain transforming into stress along the limbs of the diapir in sites of thicker crust. This phenomenon probably promoted the hydrocarbon migration and the increase of deposit pressure. It may be not excluded even that the different depth of productive horizons, which is less above the diapir and more along the margins, has been imposed by the predominating strain regime of endogenous origin.

Elliptical areas with thinner crust

are usually accompanied by elevated thermal flow regime. The latter, besides the supposed tensional strain, may have resulted in areas devoid of hydrocarbon accumulations originated in the axial portion of the Pannonian diapir.

## Conclusions

The Pannonian basin appears, in its marginal structures, as a complex megastructure of fuel deposits. Its basement is built by heterogeneous and primarily attenuated crust segmented by deep-seated faults into single block units. The orientation of these blocks points to the autonomous position of the whole structure in comparison with neighbour orogenic belts surrounding the Pannonian basin. At the end of the Cenozoic, single blocks became integrated into the Pannonian megablock dissected subsequently along old faults or by N—S stretching faults oriented along the Danube and Tisza rivers.

At the Miocene — Pliocene boundary, besides structural inversion of the area, the velocity of subsidential movements changed in partial basins along the periphery and also in the centre of the basin proper. We assume deep-seated causes of this reorganization in the development of the Pannonian diapir which generated at the participation of asthenospheric mass mo-

vement oriented from peripheral portions (considerable and rapid subsidence in marginal partial basins during the Miocene) towards the centre of the Pannonian crustal segment. Hence, a stagnation of movements occurred in the central area. The collapse of Pliocene age following after the discharge of magmatic chambers changed also the distribution pattern of maximal subsidential centres.

The uprise of the diapir created favourable conditions for stagnation within Cenozoic basins and by that even for the development of coal deposits. These originated mainly upon crust of suboceanic type being strongly differentiated tectonically and of pre-Cenozoic age. Sialitization occurred by pronounced intensity mostly already as from the end of the Paleogene and led to increase of crustal thickness in the Balaton block. The development of coal deposits in the time of sialitization represents an analogous process to the development of coal basins during the Upper Carboniferous in Middle Bohemia. Both processes acquire the same historical and tectonic position in crustal development of the respective regions.

Hydrocarbon deposits are devoid of clear correlation with the pre-Neogene block structure. The accumulation of hydrocarbons falls into the period of Pliocene inversion and block reorganization. Hydrocarbon deposits concentrate upon

large block units with rapid subsidence rates during the post-inversional period of the Pannonian megablock. Single segments do not respect then the older block structure and acquire the renewed structural pattern imposed mainly by the dynamics of the Pannonian diapir during the Pliocene.

The analysis of the deep structure of the Pannonian basin leads us to the conclusion that single intra-Carpathian basins (the Danube, South Slovakian and East Slovakian basin) represent marginal parts of the former and that they underwent the same evolution as did the Pannonian basin. This development has been caused by the same endogenous processes.

For prognostics, the knowledge deduced from the deep structure is in accordance with until negative results of hydrocarbon exploration in intra-Carpathian basins. More perspectives seem to appear in the belt along the Peripieninic lineament. The NW continuation of the Szamos line beneath the Levoča flysch basement may deserve attention as well. From the viewpoint of prognoses for coal deposits, it is impossible to propose any prognose for hidden coal deposits without complex paleogeographical and paleotectonic analysis of the area. It follows from the analytical treatment of the deep structure that most perspectives yield generally the margins of elevational sialic blocks facing the simatic ones

where depressional movements concentrated and mainly the uprising partial block structures within the latter. Coal deposits of lesser extent may occur along the Rába line in the Danube basin and at the NE

part of the Balaton block along the NW side of the Darnó line.

*Translated by I. Varga*

*Review by B. Leško, M. Ľapák, M. Maheľ*

## REFERENCES

- Aric, K. — Gutdeutsch, R. 1975: First results taken from the East Alpine earth-quake station network. *Proc. XIV<sup>th</sup> Gener. Assembly ESC, Trieste 1974 (Berlin)*, pp. 143—144.
- Beránek, B. 1979: Použití transformovaných polí při výzkumu stavby zemské kůry. In: *Problémy současné gravimetrie, Brno*, s. 127—132.
- Bončev, E. 1978. Geotectonic position of the Balkanides. *Geol. balkan.* (Sofia), 8, 1, pp. 23—40.
- Čech, F. 1979: Vzťah blokovej stavby k uhoľným ložiskám Západných Karpát. (*In press.*)
- Đurica, D. — Falc, M. — Suk, M. 1979: Recent metamorphism in Neogene sediments of eastern Slovakia. *Věst. Úst. úst. geol.*, 4, pp. 207—213.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 15, 173 s.
- Gangl, G. 1975: Seismotectonic investigations of the western part of the inner-alpine Pannonian basin (Eastern Alps and Dinarides). *Proc XIV<sup>th</sup> Gener. Assembly ESC, Trieste 1974 (Berlin)*, pp. 409—410.
- Grecula, P. — Varga, I. 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 11, 5, pp. 389—403.
- Gzovskij, M. V. 1960: Modelirovanie tektoničeskich processov. *Problemy tektonofiziki. Moskva, Gosgeoltechizdat*, s. 315—344.
- Hovorka, D. 1979: Tectonic position of the upper mantle material in the West Carpathian Meso/Cenozoic structural levels. Geodynamic investigation in Czechoslovakia. *Final report, Bratislava, Veda, VSAV*, pp. 237—242.
- Jantsky, B. 1976: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paleozoischen Untergrundes im pannonischen Becken. *Nova Acta leopold. (Halle)*, 45, 224, s. 303—334.
- Kárník, V. 1975: Earthquake belts as assumed plate boundaries in the Balkan region. *Proc. XIV<sup>th</sup> Gener. Assembly ESC, Trieste 1974 (Berlin)*, pp. 401—406.
- Kertai, Gy. 1968: Geology of the Pannonicum. *Guide to excurs. 42 C, Hungary, Int. geol. congr., 23<sup>rd</sup> sess. Prague 1968 (Budapest)*.
- Kubíny, D. 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika, *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava)*, 62, s. 109—114.
- Lowell, J. D. et al. 1978: Naftegazonosnosť i tektonika plit južnoj časti Krasnogo mora. *Neftegazonosnost i globalnaja tektonika. Moskva, Nedra*, s. 92—111.
- Maheľ, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, ser. geol.*, 4 (Bratislava). 173 p.
- Matveev, A. K. 1975: Karta ugoľnych mestoroždenij zarubežnych stran. *Moskva, Nedra*.
- Schneider, G. 1978: General characteristics of seismotectonic movements inside the Eurasian continental earthquake belt. *Proc. XIV<sup>th</sup> Gener. Assembly ESC, Trieste 1974 (Berlin)*, pp. 385—393.
- Scholz, Ch. H. — Barazangi, M. — Sbar, M. L. 1971: Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United states, as an ensialic basin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, pp. 2979—2990.
- Sikošek, B. 1976: Der tektonische Werdegang eines Teiles des innerdinarischen Grenzgebietes. *Nova Acta leopold. (Halle)*, 45, 224, S. 351—360.

- Stegena, L. — Géczy, B. — Horváth, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, (Amsterdam), 26, pp. 71—90.
- Štohl, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. *Západné Karpaty, sér. miner., petr., geoch., lož. (Bratislava)*, 2, pp. 7—40.
- Vass, D. 1979: Genesis of inner-molasse basins in West Carpathians in light of leading friction of mantle in Earth's crust development. *Czechoslovak geology and global tectonics*. Bratislava, Veda, VSAV, pp. 183—197.
- Vinnik, L. P. — Lukk, A. A. — Lenartovich, E. 1975: Lateral inhomogeneities in the uppermost mantle and tectonics of the Pamirs — Hindu Kush and of the Carpathians. *Proc. XIV<sup>th</sup> Gener. Assembly ESC, Trieste, 1974 (Berlin)*, pp. 427—432.
- Wein, G. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta geol. Acad. Sci. hungar.*, T 13, pp. 399—436.

## Vzťah ložísk palív k hlbínnej stavbe a vývoju panónskej panvy

FRANTIŠEK ČECH — JAROSLAV ZEMAN

Panónsku panvu lemujú orogénne pásma, ktoré do stredy panvy nepokračujú. To zdôrazňuje jej štruktúrnú autonómiu. Geologické a geofyzikálne poznatky potvrdzujú jej predterciérnu blokovú stavbu nesúhlasnú s blokovou stavbou neogénnej sedimentárnej výplne.

### Geofyzikálne poznatky o hlbínnej stavbe

Panónska panva sa vyznačuje výrazným kladným tiažovým poľom, ktoré dobre koreluje so seizmicky zistenou kôrou nad plášťovým diapírom (L. Stegena et al. 1975). Styk tejto kôry s hrubšou kôrou, pre ktorú sú charakteristické orogénne prejavy, prebieha v zásade na peripieninskom lineamente, ktorý je aktívnou seizmickou líniou. Vlastná panónska panva je aseizmická (G. Schneider 1978). Z rýchlosti šírenia seizmických vĺn pod panvou vychádza, že rýchlosť *P*-vĺn v plášti je až o 0,5 km/s nižšia ako pod Západnými a Východnými Karpatmi. Rýchlostný obraz (L. P. Vinnik et al. 1969) naznačuje blokovú stavbu vrchného plášťa okolo panónskeho plášťového diapíru. Panva má analogickú hlbinnú stavbu a pozíciu ako napr. afgansko-tadžická depresia obklopená Pamírom a Južným Tanšanom. Existencia tangenciálne orientova-

nej strižnozlomovej zóny peripieninského lineamentu na okraji plášťového diapíru sa podobá hlbínnej stavbe Great Basin (CH. H. Scholz et al. 1971) alebo Červeného mora (J. D. Lowell et al. 1978). Je aj dobrá zhoda s modelovaným strižným napätím nad stúpajúcim diapírom (M. V. Gzovskij 1960).

Bloková stavba sa geofyzikálne prejavuje v odvodených tiažových mapách, ktoré zo severnej časti panvy urobil B. Beránek (1979). Kladné tiažové anomálie, čiastočne oválneho tvaru, a tangenciálny vzťah okrajových zlomov k anomáliám vo východoslovenskej a transylvánskej panve vedie k hľadaniu analógií v hlbínnej stavbe s panónskou panvou a k interpretácii čiastkových plášťových diapírov.

### Typy kôry v podloží panónskej panvy

Kôra podložia panvy nie je porovnateľná s vnútornými masívmi, za aké sa panónsky megablok pokladá. Ako ukazujú aj poznatky G. Weina (1969), B. Jantského (1976), a najmä M. Mahela (1978), je menej konsolidovaná a látkovo silne heterogénna. Existencia čiastkových depresíí vznikajúcich už v mezozoiku dokladá slabo konsolidovanú kôru skôr oceánskeho typu, akú

súborne označujeme ako suboceánsku. Terciérny vulkanizmus pokladáme za akreciu kontinentálnej kôry. Suboceánsku kôru v depresiách, najmä v murešskom trogu, pokladáme za zvyšky pôvodnej slabo sializovanej oceánskej kôry.

Kôra panónskej panvy je heterogénym nerovnomerne sializovaným segmentom, patriacim pôvodne kôre Paleotetydy. Dnešná tenká kôra je teda buď zvyškom pôvodnej tenkej, prevažne suboceánskej kôry, alebo čiastočne stenčenou kôrou predovšetkým pod vplyvom bazifikácie plášťovou eleváciou. Mobilita tenkej kôry bola priaznivá pre vznik sedimentárnych panví a tvorbu ložísk palivových surovín.

### Bloková stavba a jej vývoj

V podloží panvy prevažujú hlbinné zlomy smeru SV—JZ, ktoré oddeľujú pretiahnuté bloky s rozličným typom kôry. Ich vymedzenie a názov sú pôvodné (obr. 1). Iné označenie je v prácach D. Hovorku (1979), M. Maheľ (1978) a P. Greculu — I. Vargu (1979). Tektonicky najvýznamnejší bol záhrebsko-kulčský hlbinný zlom so subparalelným balatonským zlomom a vzdialenejšou rábskou líniou. Táto línia oddeľuje šopronský blok od balatonského. Ich ekvivalentmi na československom území sú pobádenský oddelené bloky — podunajský a juhoslovenský, ktoré definoval O. Fusán et al. (1971). Balatonský blok simatického charakteru bol mobilný najdlhšie. Asi v neogéne ho rozdelila darnóvská línia, oddeľujúca sa od balatonského zlomu, na východoslovenský a juhoslovenský. Obidva bloky majú pôvodne zhodný simatický typ kôry.

Smerom na JV od balatonského bloku prebieha lineárne granitoidové pásmo tvoriace základ sialického bloku, ktorý označujeme ako paleopanónsky blok s. s. Jeho juhovýchodný okraj tvoril szolnocký flyšový trög, vzniknuvší v okolí hlbinného szolnockého zlomu. Paleopanónsky blok s. s. bol jadrom konsolidácie terciérne stmeleného paleopanónskeho bloku s. l., a to s pôvodne simatickým tiským blokom. Tiský blok nezodpovedá

Tisii v zmysle Princza (1922 — in G. Wein 1969). Vývoj bloku nie je ešte dostatočne známy (pozri M. Maheľ 1978). Východné obmedzenie tiského bloku (a paleopanónskeho bloku s. l.) tvorí apusenský blok, ktorý má heterogénnu vnútornú stavbu a sialický aj simanický (murešský trög) typ kôry. Simatická kôra v jure oddeľovala pôvodne sialické jadro od južného kryštalinického masívu vystupujúceho v srbsko-macedónskom masíve a genetickej jednotke Južných Karpát. Tektonické obmedzenie apusenského bloku na J kladíme na zlom označený ako murešský. Pod transylvánskou panvou vymedzujeme transylvánsky blok. Severné obmedzenie obidvoch blokov tvorí samošká línia, ktorá oddeľovala panónsku mobilnú kôru od skôr šelfového vývoja predterciérnych Východných Karpát.

Štruktúrne smery v juhovýchodnej časti podložia panónskej panvy prebrali smer Z—V, vychádzajúci z rozhrania apusenského a transylvánskeho bloku so srbsko-macedónskym blokom. Pôvodná kontinentálna kôra sa mohla rozprestierať ďalej na Z až po Mecsek (M. Maheľ 1978). Na prevahu smerov Z—V v predvariskom vývoji aj vo vardarskej zóne upozornil B. Sikošek (1976).

Prestavba blokov a ich integrácia na panónsky megablok nastala pravdepodobne koncom miocénu, keď sa zmenil aj štruktúrny plán panónskej panvy. V jej štruktúre sú potlačené smery SV—JZ a objavujú sa smery S—J, zdôraznené dunajským zlomovým systémom vystupujúcim v línii pretínajúcej Západné Karpaty: zázrivsko-budapeštianska línia D. Kubín y h o (1962), centrálno-karpatský lineament J. Što h l a (1976). Pozdĺž tejto línie sa panónska panva rozčlenila na stabilnejšiu západnú a mobilnejšiu východnú časť, ako to ukazuje aj mocnosť kvartérnych sedimentov (L. Stegena et al. 1975). Uvedená severojužná línia sa v priestore balatonského bloku prejavuje aj ako seizmoaktívna zóna (V. Kárník 1975).

Vývoj blokovej stavby bol endogénne ovplyvnený vývojom a kolapsom panónskeho diapíru, ktorý viedol aj ku vzniku pliocénnych panví (D. Vass 1979).

Jeho výstup a následný kolaps zmenili regionálne napäťové pole a rozloženie centier subsidencie. Smykové napätia pri okraji diapíru vyvolali tektonickú segmentáciu vienskej, východoslovenskej, zakarpatskej a drávskej panvy. V periférnych panvách sa od konca miocénu klesanie stabilizovalo. Naopak v panónskej panve sa klesanie zrýchlilo a dosiahlo celkovú hodnotu až 5 km.

### Vzťah uhoľných ložísk k blokovej stavbe

Uhoľné ložiská tvoria na vnútornej strane karpatského oblúka štyri pásma — centrá akumulácie uhlia: na balatonskom, apusenskom, srbsko-macedónskom a na preddinárskom bloku. Vo vardarskej a krajštidnej zóne, ktoré od seba oddeľuje pásmo srbsko-macedónskeho masívu, vznikli dlhodobé priaznivé uhoľtvorné podmienky od karbónu do neogénu s množstvom dobývacích ložísk. Túto štruktúru označujeme ako vardarsko-krajštidný uhoľtvorný lineament.

Pri akumulácii uhlia sa pozitívne uplatnil aj peripieninský lineament na styku panónskej panvy s Východnými Alpami a Východnými Karpatmi, ako aj insubrická línia s drávsym zlomom v juhozápadnej časti panónskej panvy. Ak sú periférne časti panónskej panvy bohaté na ložiská uhlia, centrálna časť panvy je na ložiská uhlia chudobná. Veľké ložiská sa viažu na mobilné bloky s predpokladanou predterciálnou suboceánskou kôrou, pričom najvýznamnejším bol balatonský blok. Uhoľtvorné podmienky tu vznikli už vo vrchnej kriede (panva Ajka). V ďalšom období mal na distribúciu uhoľných ložísk veľký vplyv najmä dunajský zlomový systém: pred miocénom vznikli ložiská najmä západne od tohto systému, od miocénu naopak v oblasti východne od tohto systému. Existencia uhoľtvornej sedimentácie indikuje stabilizáciu balatonského bloku v dôsledku narastania kontinentálnej kôry v neovulkanickom období.

Často sa uvažuje o pozícii Mecseku a jurskej mobilnej uhoľnosnej panvy. Z vývoja blokovej stavby vychodí, že táto panva leží na paleopanónskom bloku s. s. a vznikla na hranici sialickej

kôry (patriacej pôvodne do srbsko-macedónskeho masívu) a simatickej kôry zasahujúcej do tohto priestoru z tiského bloku. Uhoľné sloje vyklíňujú smerom na SV, teda na jurskú morskú panvu, ležiacu v pásme szolnockého trogu.

Nedoriešeným problémom je slabé preuhoľnenie uhoľných slojov miocénneho a pliocénneho veku, aj keď ležia v značnej hĺbke. Naproti tomu paleogénne a niektoré spodnomiocénne sloje ležiace v malej hĺbke sú silne preuhoľnené (hnedouhoľné metatypy). Slabé preuhoľnenie nekoreluje dobre s vysokým tepelným tokom v panónskej panve. Vysvetlenie môže byť také:

a) Slabé preuhoľnenie je charakteristické väčšinou pre ložiská pri okraji panvy, kde bol tepelný vplyv slabší.

b) Predvrchnomiocénne viac preuhoľnené uhoľné sloje boli vystavené tepelnému žiareniu, pretože ich od podložia nechránil izolátor, napr. mocné sedimenty. Mladšie ložiská ležiace na mocnom sedimentárnom podloží boli tepelne dobre izolované.

c) Tepelný tok sa historicky menil a recentný tepelný tok bol nižší ako pred miocénom. Recentný geotermický gradient  $50\text{--}70^\circ\text{C km}^{-1}$  hĺbky nestačil na vyššie preuhoľnenie v hĺbke menšej ako 2000 m, čo z východoslovenskej panvy preukazuje D. Ďurica et al. (1979). Zatiaľ najpravdepodobnejšie sa nám javí vysvetlenie z bodu b.

Z tektonickej stavby podložia panvy vychodí:

— Najväčší počet ložísk je pri okraji panónskej panvy, najmä na balatonskom bloku a pri okrajoch ďalších blokov alebo kryh.

— Priaznivý vplyv na tvorbu uhlia malo striedanie elevačných a depresných zón, pričom plošná rozloha ložísk závisí od stupňa tektonického členenia.

Balatonský blok má charakter depresnej riftovej zóny s niektorými znakmi spoločnými so severočeskou uhoľnou panvou na oháreckom rifte. Umiestnenie obidvoch typov ložísk na mobilnej kôre prispelo k ich zachovaniu pred denudáciou. Spojitosť s masovým vulkanizmom pripomína stredočeské permokarbónske panvy. V obidvoch prípadoch sú uhoľné

panvy časovo späté s akreáciou kontinentálnej kôry.

Časovo-priestorové rozmiestnenie ložísk ukazuje na postupnú migráciu uhoľných panví po oblúkovitom okraji panónskej depresie, a to od Z na V. Toto sťahovanie súvisí s migráciou sedimentárnych panví a dynamicky ho možno spájať s vývojom panónskeho diapíru. Staršie zlomové členenie radiálne orientované na diapír modifikovalo v čiastkových zónach tendenciu migrácie smerom na vonkajšiu stranu a do vnútra panónskej panvy (ako to vyplýva zo stratigrafickej pozície uhoľných slojov v mape A. K. Matvejeva 1975).

Rozdielny typ kôry mal vplyv aj na charakter vývoja panví a na ich stavbu. Ensialické panvy majú vo vzťahu k mobilite kôry väčšinou charakter superponovaných panví, zatiaľ čo ensimatické panvy sú typom štruktúr, ktoré dedia priestorovo subsidenčnú mobilitu (balatonský blok, peridinarické pásmo).

### Vzťah ložísk uhľovodíkov k hlbínnej stavbe

Ložiská uhľovodíkov sa všeobecne viažu na periférnu časť panónskej panvy, kde vykazujú vzťah k peripieninskému lineamentu, a na centrálnu časť panvy. Pozdĺž insubrickej línie a drávskeho zlomu sa koncentrujú ložiská drávskej a sávskej panvy. Najväčší počet známych ložísk je v centrálnej časti panónskej panvy východne od dunajského zlomu. Ďalšou oblasťou koncentrácie je peridinarické pásmo.

Oblasti bez ložísk uhľovodíkov dobre korelujú s najtenšou kôrou v panónskej panve a s maximálnym tepelným tokom (L. Stegena et al. 1975). Z hľadiska migrácie uhľovodíkov je táto zóna nepriaznivá a môže predstavovať zónu úniku uhľovodíkov. Na ich migráciu mohli byť priaznivé zlomy orientované kolmo alebo diagonálne na severojužnú os roztiahnutia kôry nad diapírom v mieste dunajského zlomu. Z rozmiestnenia ložísk uhľovodíkov možno usudzovať, že záhrebsko-kulčská a rábska línia ekranovali cestu uhľovodíkom do balatonského bloku, kde mal navyše nega-

tívny vplyv aj vulkanizmus. Peripieninský lineament pod vplyvom existujúcich strižných napätí limitoval migráciu uhľovodíkov z oboch strán a v prípade vytvorenia vhodných štruktúrnych pascí môže byť perspektívny na akumuláciu uhľovodíkov.

Rozmiestnenie ložísk uhľovodíkov nekoreluje s predterciálnou blokovou stavbou, aj keď čiastočný miestny vplyv možno pozorovať. Rozmiestnenie ložísk závisí od pliocénnej etapy tektonického vývoja panvy, ktorá vyvolala migráciu a novú distribúciu uhľovodíkov. Pri migrácii sa uplatnil aj termodynamický vývoj panónskeho diapíru. Pritom možno pozorovať tendenciu hromadenia sa ložísk uhľovodíkov do periférnych častí diapíru.

### Záver

Panónska panva je vo svojich okrajových štruktúrach komplexnou palivo-vo-ložiskovou megaštruktúrou s heterogénnym podložím a už primárne stenčenou kôrou. Kôra má predmiocénnu blokujúcu stavbu, integrovanú v pliocéne do panónskeho megabloku. Hlbinné príčiny vývoja v zhode s inými geológmi spájame s vývojom panónskeho diapíru. Výstup diapíru bol priaznivý pre stagnáciu pohybov v panvách a na tvorbu uhoľných ložísk. Kolapsové štádium viedlo k vytláčaniu uhľovodíkov a ich migrácii do vhodných novovznikajúcich pascí. Ak ložiská uhlia vcelku dobre korelujú s blokovou stavbou podložia panvy, ložiská uhľovodíkov nevykazujú nijakú koreláciu. Ich rozmiestnenie je skôr podriadené novému, pliocénnemu štruktúrnemu plánu.

Analýza hlbínnej stavby panónskej panvy zdôrazňuje spätosť veľkých vnútrokarpatských panví s periférnou časťou panónskej panvy a ich spoločný endogénny vývoj. Poznatky odvodené z hlbínnej stavby sú z prognózneho hľadiska v súlade s doterajšími negatívnymi výsledkami vyhľadávania uhľovodíkov na južnom Slovensku. Perspektívnym sa ukazuje peripieninský lineament a severozápadné pokračovanie samošskej



línie do podložia flyšu v Levočských vrchoch.

Bez komplexnej paleogeografickej a paleotektonickej analýzy plytkých štruktúr nemožno urobiť prognózy na výskyt skrytých ložísk uhlia. Z analýzy hlbínnej stavby vychodí, že perspektívne sú sprava

vidla okraje elevačných sialických a depresných simatických blokov, najmä stúpajúce kryhy v nich. Menšie ložiská uhlia by sa mohli vyskytovať pozdĺž rábskej línie v podunajskej panve a v severozápadnej časti balatonského bloku, severozápadne od darnóvskej línie.

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

M. Pulec: **Metodika a výsledky šlichovacích prác** (Košice 7. 4. 1980)

V západnej časti Nízkyh Tatier vykonáva Geologický ústav D. Štúra šlichovacie práce od roku 1975. Šlichová prospekcia bola aj súčasťou ložiskového výskumu v súvislosti so zostavovaním nových geologických máp v mierke 1 : 25 000.

Odber šlichov v regionálnom meradle sme začali robiť podľa metodiky, ktorú na základe prác z oblasti východoslovenských neovulkanitov rozpracoval a opísal J. Slávik (1965) a ďalej rozpracoval a pre územie budované kryštalinikom prispôbil P. Hvozďára (1971). Využili sme aj metodiku a skúsenosti zo šlichovacích prác z Českého masívu (Geoindustria Jihlava).

Podľa uvedených metodík a skúseností z regionálnych prác z kryštalinika Nízkyh Tatier zameraných na scheelitové zrudnenie a vymedzenie rudonosnej zóny sme v miestach anomálneho výskytu scheelitu v šlichoch krok odberu skrátili na 50–100 m. Okrem toho sme na spresnenie rudonosnej scheelitovej zóny odoberali šlichy z výplavových kužeľov, dočasných potokov a sutiny rozličného charakteru. Hneď na mieste odberu sme UV lampou orientačne hodnotili každý šlich z hľadiska obsahu scheelitu. Rovnakým spôsobom sme zisťovali, či nadsitová frakcia neobsahuje úlomky so scheelitovým zrudnením.

Šlichy sme odoberali z miest najvhodnejších na akumuláciu ťažkých minerálov, a to výkopom z hĺbky 20–30 cm. Odoberal sa vždy rovnaký objem štrkopieskového materiálu a ten sa za mokra preosial na site s okami s priemerom 3 mm. Dbali sme na to, aby podsitová frakcia bola aspoň v objeme jednej banickej misy. Šlichy sme doryžovali v tzv. čínskom klobúku.

Šlichovou prospekciou sme zhodnotili všetky minerály, ale najmä rudné, osobitne zlato a scheelit. Prospekcia zahŕňala územia mapových listov Korytnica, Jasenie, Horná Lehota a Mýto pod Ďumbierom, detailná oblasť listu Jasenie a Vrbické pleso.

Dovedna sa identifikovalo 36 minerálov. Niektoré z nich sa na tomto území zistili prvý raz. Z najzaujímavejších rudných minerálov sa identifikoval kassiterit, galenit, sfalerit, volframit, scheelit a zlato. Kassiterit sa na území mapového listu Mýto pod Ďumbierom zistil prvýkrát. Identifikoval sa v 64 šlichoch v tatrickej aj veporickej časti kryštalinika, vo veporickej v 42 šlichoch v stopách. Vo vyššej koncentrácii bol v Beňušskej doline, a to v Hlbokej doline pri Braväcove a v ľavých prítokoch potoka Bystrá (Jasenák a vyššie v bezmennom prítoku východne od Jarabej).

V hronskej sérii veporského kryštalinika severne od Bujakova a v Bacúšskej doline kassiterit obdobne zistili M. Linkešová — I. Čillík (1979). Na základe geochemickej asociácie Sn—W—Li hovoria o novej neznámej rudnej formácii kassiteritu periplutonického typu.

V tatrickej časti kryštalinika je kassiterit sporadický a zistil sa v pravých prítokoch medzi Mýtom pod Ďumbierom a Jarabou a v dvoch prípadoch v závere Špiglovej doliny (M. Pulec 1980) v oblasti mapového listu Jasenie.

Z územia zachyteného na liste Mýto pod Ďumbierom sa zistilo veľmi malé zastúpenie minerálov polymetalického typu (M. Pulec 1976), a to v prameňovej oblasti od Širokej doliny až po Jasenák. V Širokej doline bol identifikovaný pyrotín, nižšie v ľavom bezmennom prítoku sfalerit a v prameňovej oblasti potoka Jasenák južne od Jarabej galenit. Sfalerit v obsahu do 1 g/m<sup>3</sup> sa zistil aj v blízkosti poruchového pásma v prameňovej oblasti Beňušskej doliny.

M. Petro (1973) zistil v západnej časti územia listu Polomka nový výskyt Pb—Zn rúd. Vystupujú v metamorfitech pestrého zloženia a sú súčasťou hronského komplexu veporického kryštalinika. Predpokladá, že ide o mladšiu sulfidickú mineralizáciu (pyrit, pyrotín, galenit, sfalerit) naloženú na staršie magnetitové zrudnenie. Podľa sulfidických minerálov v šličoch možno predpokladať, že zrudnená poruchová zóna z listu Polomka pokračuje až do oblasti Zubrej doliny.

V skúmanom území sme po prvýkrát identifikovali volframit v r. 1976 (M. Pulec 1976) celkovo v 91 šličoch. Vo veporickej časti kryštalinika je zriedkavým minerálom. Anomálny obsah (1—5,5—15 g/m<sup>3</sup>) volframitu sa zistil z územia mapovaného listu Jasenie v Šifrovej, Špiglovej a Gelfúsovej doline. Volframit sa viaže na pneumatolyticko-hydrotermálne kremeňové žily, a to v asociácii so scheelitom a zlatom.

Scheelit je pomerne rozšíreným minerálom. V oblasti uvedených mapových listov sa identifikoval v 324 šličoch (80 ‰) v obsahu od jednotlivých zŕn až do 50 g/m<sup>3</sup>. Najvyššie koncentrácie sa našli v tatrickej časti kryštalinika, najmä v Sopotnickej doline, v doline Bukovec, Biela voda, Špiglová, Šifrová, Gelfúsová, Lomnístá a vo Vajskovom potoku, kde tvoria výrazné anomálie. Vefa úlomkov so scheelitovým zrudnením sa našlo v doline Husárka, v Špiglovej, Šifrovej doline a v závere Vajskového potoka. In situ sa scheelit zistil v oblasti Sopotnica, Špiglovej doliny a v závere Vajskového potoka. Vo všetkých oblastiach s anomálnym obsahom scheelitu v šličoch, ako aj v zistených úlomkoch so scheelitom a východoch predpokladáme aj možnosť scheelitového zrudnenia ekonomického významu. Potvrďuje to lokalita Jasenie-Kyslá.

Zlato sa identifikovalo v 62 šličoch v jednotlivých zrnách tak vo veporickej, ako aj tatrickej časti kryštalinika. Najvyššie koncentrácie zlata v šličoch sú v Špiglovej a Gelfúsovej doline (list Jasenie). Zlato je veľmi jemnozrnné.

Na lokalite Jasenie-Kyslá sa menšie aj väčšie úlomky hornín a kremeňa odobraté na analýzu volfrámu hodnotili aj z hľadiska obsahu zlata. Jeho obsah v úlomkoch je v značnej miere prekvapením. Priemerný obsah zlata v 47 analyzovaných vzorkách bol 6,69 g/t a bez hodnôt pod 1 g/t je priemerný obsah až 14,87 g/t. V týchto povrchových vzorkách bol zistený tetradymit, teluridy zlata a elektrum (J. Beňka — Š. Suchý 1980). Podľa dokladového materiálu predpokladáme, že bude možno nájsť aj kremeňové zlatonosné žily väčšieho rozsahu v migmatitoch pásma Špiglová, ktoré vymedzil A. Klínek et al. (1980).

Scheelit sa viaže na formáciu kremeň—scheelit—zlato. Doterajšie mineralogické výsledky ukazujú, že sa zlato viaže nielen na túto formáciu, ale aj na hydrotermálne zlatonosné kremeňové žily druhého genetického typu formácie Au—Ag, prvýkrát zisteného v Nízkych Tatrách.



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

## Different degrees of paleodeclination in the lower part of the Hronic unit in the Ipoltica valley (Nízke Tatry Mts. northern slope)

PETER MUŠKA\*, JOZEF VOZÁR\*\*

\* Geofyzika, Geologická ulica 18, 834 37 Bratislava,

\*\* Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Received 1. 6. 1979

(2 Fig., 1 Tab. in the text)

### Различная степень палеодеклинации в породах основной части Гроника и долины Иполтица (Северные склоны Низких Татр)

Гроникум является аллохтонной тектонической единицей Западных Карпат, которую составляют две покровные единицы (хочская и шуруцкая). Палеомагнитным исследованием была доказана ротация гроника в общем, так и ротация в обоих его частях, т. е. покровах. Это доказано на основании данных полученных измерением пород верхнего палеозоя. В работе приведены результаты детального исследования по профилю долиной Иполтица (северные склоны Низких Татр). Тут замечено полное замещение двух формаций верхнего палеозоя-нижнебоцанской и малужинской.

### Different degrees of paleodeclination in the lower part of the Hronic unit in the Ipoltica valley (Nízke Tatry Mts. northern slope)

The Hronic unit represents an allochthonous unit of the Western Carpathians built by two partial structures (the Choč and Strážov nappes). Paleomagnetic investigation revealed the relation of the Hronic unit in the whole and also that of its two partial nappes according to data from rocks of Upper Paleozoic age. Results of detailed investigations along the Ipoltica valley profile are summarized. The most complete litostatigraphical sequence of two formations of Upper Paleozoic age (Nižná Boca fm. and Malužiná fm.) occurs there.

The Ipoltica valley profile in the northern slope of the Nízke Tatry Mts. offers exceptional possibility for investigation of the lower strata-

tigraphical sequence of the Hronic unit. The profile of rocks exposed here was matter of paleomagnetic investigations.

### Geological setting of samples

The Ipoltica valley runs in N—S to SW—NE direction southwards from the Čierny Váh settlement. Its southern continuation is formed by the valley of the Dikuľa brook tributary. Both valleys uncover rock sequences of the Veporic unit Mesozoic sequence (of the Veľký Bok group) and of basal parts of the Hronic unit (the Šturec nappe sensu D. Andrusov et al. 1973).

From the S to the N, i. e. from the base to the top of the sequence, uppermost members of the Veľký Bok group occur there at the base of exposed profile. Metamorphosed limestone of Neocomian age creates the uppermost level of the Veľký Bok group. In its tectonic overlier, one of the most complete sequences of the Hronic Upper Paleozoic occurs here being part of the Šturec nappe.

The Šturec nappe occupies, similarly to the overwhelming part of the Nízke Tatry Mts. northern slope, a monoclinical position dipping about 15°—35° to the N. Both lithostratigraphical units of the Hronic unit Upper Paleozoic as defined by A. Vozárová — J. Vozár (1979a, 1979c), the Nižná Boca and Malužiná formations, occur there.

A detailed description of both lithostratigraphic units is given in mentioned papers based on lithological subdivision and paleontological data. The latter were obtained from both macro- and microfloristical investigations (cf. V. Sitár — J. Vozár 1973 for data on macroflora and Ž. Ilavská 1964, E. Planderová 1973, 1979 for microfloristic results).

The Nižná Boca fm. (stratigraphical span: Stephanian B—C) outcrops in the southern part of the Ipoltica valley and in the Dikuľa valley. The formation lies in the immediate tectonic overlier of Neocomian rocks of the Veľký Bok group. It consist mainly of greyish clastic sediments in cyclic development. Lithic arenite, wackstone and graphite shale layers containing coalified macrofloristic remnants occur there. Thin layers of oligomict conglomerate occur only rarely in the sequence. Sediments of the Nižná Boca fm. are cut by interlayering vein bodies of andesite to dacite composition and of Permian age (assigned formerly as augite porphyrite by V. Šťastný 1927 or diorite porphyrite by S. Vrána — J. Vozár 1969).

More than a 2,000 m thick sequence of sediments and volcanites represents the Malužiná formation in the Ipoltica valley profile. Sediments are mainly of red colours and contain considerable amounts of limonite and of iron oxides. According to A. Vozárová (in

print), they may be divided into three megacycles. Conglomerate beds participate on the inner composition of the first megacycle and mainly greywacke, greystone and, in the upper part, clay shale compose the sequence elsewhere. Even layers of evaporite are known from the upper horizons of single megacycles (E. Drnžík 1969, J. Badár — L. Novotný 1971). Single megacycles differ also by the internal composition but mainly by the presence of volcanites divided into two eruption phases (J. Vozár 1971). Products of the first eruption phase are wide-spreaded in the upper levels of the first megacycle being represented by repeating effusive bodies alternating with volcanoclastic sediments (mainly tuff and tuffite) in uppermost horizons. Only small effusive bodies occur in the upper part of the second megacycle. Frequent volcanoclastic layers reflect here the volcanic activity as well. Multiple effusive bodies alternating with tuff and tuffite layers represent the dominating phenomenon of the second eruption phase within the third sedimentary megacycle. Volcanic rocks of both eruption phases have basaltic to andesite composition of tholeiitic nature (J. Vozár 1977). Red sandstone and shale of Upper Permian age (E. Plandarová 1973) occur in the overlier of effusives of the second eruption phase passing by cyclic repetition into quartzite and quartz sandstone assumed to re-

present already beds of Triassic age (A. Biely 1965). Uppermost members of the sequence represent mainly limestone layers alternating with shale (Campilian beds) and, upwards, limestone of Middle Triassic age.

A horst structure built by the Malužiná formation outcrops in the northern part of the Ipoltica valley near Čierny Váh settlement. Volcanites of the second eruption phase participate mainly in the structure there.

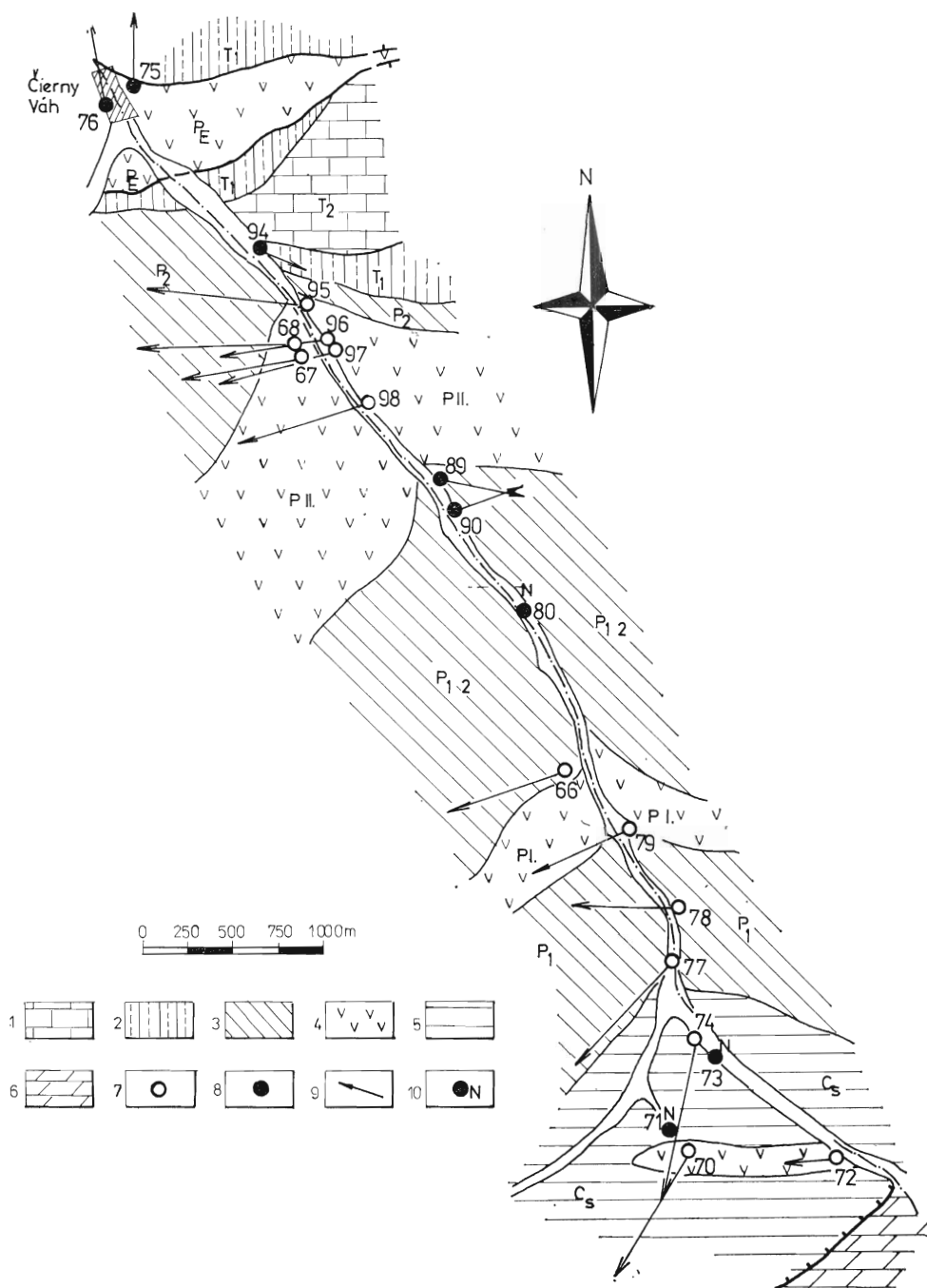
### **Paleomagnetic properties of samples from the Ipoltica valley profile**

Results of new complementary paleomagnetic investigations realized on samples from several points along the Ipoltica valley profile may be summarized as follows.

1) Sediments of the Nižná Boca fm. (Upper Carboniferous to Stephanian B—C) reveal mainly unstable directions of remanent magnetic polarity (RMP shortly), a feature which may be influenced by the composition of rocks or by the frequent bituminous constituent present in samples.

2) The Malužiná formation (Lower to Upper Permian age) consists a set of tholeiitic basalt to andesite layers and of sediments rich in iron oxides. Sediments reveal well measurable values of RMP with stable directions.

3) The most pronounced stable courses of RMP directions have all



eruptive rock samples of Permian age and mainly the volcanites composing the second eruption phase in the Ipoltica profile.

4) Generally, the analysis of RMP directions on samples from the Ipoltica valley confirmed the previous knowledge upon clockwise rotation of the Hronic unit stated formerly by J. Kotásek — M. Krs (1965) to be  $45^\circ \pm 3^\circ$  and by P. Muška — J. Vozár (1978) amounting even  $65^\circ \pm 3^\circ$ . From new samples taken from the Ipoltica valley profile, it was possible to accurate these previous data even in the relation with the new and statistically treated values given for the stable Eurasian platform (M. Krs 1977).

5) Measurements on samples from the Ipoltica profile allowed, for the first time, draw attention to derivations of paleodirection values within single lithostratigraphic units

or within their single members. From the underlier to the top, the Nižná Boca fm. reveals a value of paleodeclination  $D = 194.6^\circ$  and negative derivation (i. e. anticlockwise)  $\Delta D = 14.7^\circ$  in relation to the evaluated paleodirection for Upper Carboniferous time of the stable Eurasian platform.

Samples from the Malužiná fm. reveal a stable positive value of paleodeclination (i. e. clockwise), but at the same time, the value of derivation gradually changes from the bottom to the top of the formation in the interval  $\Delta D = +22.7^\circ$  to  $+60.3^\circ$  in all cases relative to the statistically obtained main paleodirection for Lower and Upper Permian of the stable Eurasian platform. Consequently, samples taken from the first megacycle in the lower part of the Malužiná fm. reveal an average value of  $\Delta D = +31.5^\circ$  whereas that from the

Fig. 1. Map section of the Ipoltica valley area with results of paleomagnetic measurements (by P. Muška — J. Vozár). *Hronic unit*: 1 — limestone and dolomite, Middle Triassic, quartzite, quartz sandstone, sandy to clay shale, Lower Triassic, *Malužiná formation*: 3 — sandy to clay shale, sandstone, greywacke, conglomerate layers of variegated colour, pyroclastics, Permian, 4 — effusive bodies (even vein bodies within Carboniferous beds) of tholeiitic basalt and andesite of the first (P I) and second (P II) eruption phase, Permian, *Nižná Boca formation*: 5 — dark grey clay shale and graphitic shale, sandy shale, sandstone, greywacke and conglomerate layers, Upper Carboniferous, *Veporic unit*: limestone, Neocomian of the Veľké Bok group. Paleomagnetic data: 1 — negative remanent magnetic polarity (RMP), 8 — positive RMP, 9 — RMP vector, 10 — sample site with unstable RMP

Obr. 1. Výsek mapy doliny Ipoltica s výsledkami paleomagnetických meraní (P. Muška — J. Vozár). *Hronikum*: 1 — stredný trias: vápence a dolomity, 2 — spodný trias: kremence, kremeňové pieskovce, piesčité a ílovité bridlice; *malužinské súvrstvie*: 3 — perm: pestrofarebné piesčité a ílovité bridlice, pieskovce, droby, polohy zlepcov, pyroklastiká, 4 — permské vulkanity: efúzívne telesá (v karbóne aj žilné telesá) tholeiitických bazaltov a andezitov prvej (P I) a druhej (P II) erupčnej fázy; *nižnobocianske súvrstvie*: 5 — vrchný karbón: tmavosivé ílovité a grafickité bridlice, piesčité bridlice, pieskovce, droby a polohy zlepcov; *Veporikum*: 6 — mezozoikum série Veľkého boka: neokómske vápence, 7 — negatívna RMP, 8 — kladná RMP, 9 — smer RMP, 10 — miesto vzorky s nestabilným priebehom RMP

middle part representing the upper portion, approximately, of the second megacycle have  $\Delta D = +60.3^\circ$ . Quartzite and quartz sandstone of

Lower Triassic age represents the youngest members investigated. Here, a value of  $D = +84.32^\circ$  has been stated in relation to statisti-

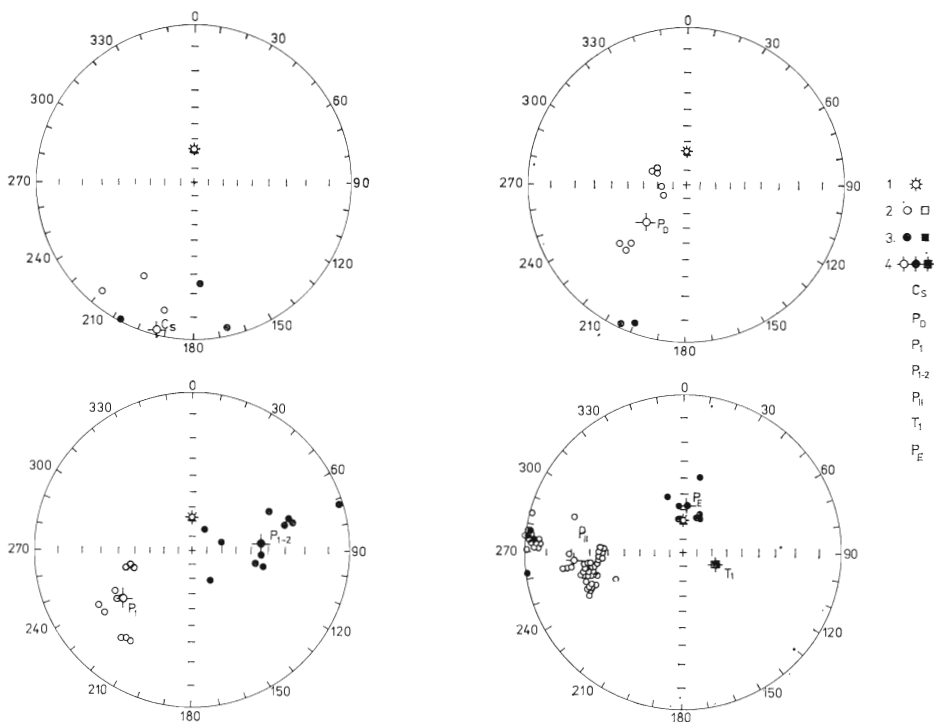


Fig. 2. Mean paleomagnetic directions for rock samples of the Hronic unit Upper Paleozoic and Triassic from the Ipoltica valley. Explanations: 1 — recent magnetic pole direction, 2 — negative RMP, 3 — positive RMP, 4 — mean values of paleo-directions for single members of the Hronic unit Upper Paleozoic and Triassic, *Nižná Boca formation*:  $C_s$  — sediments of Upper Carboniferous age,  $P_d$  — vein bodies of Permian age cutting sediments of the Upper Carboniferous, *Malužiná formation*:  $P_1$  — sediments of Permian age in the underlier of the first eruption phase, Autunian?,  $P_{1-2}$  — sediments of Permian age between the first and second eruption phases, Saxonian to Thuringian,  $P_{II}$  — volcanite of the second eruption phase, Permian,  $T_1$  — sediments of Lower Triassic age,  $P_E$  — volcanite of the second eruption phase in the tectonic horst structure at the Čierny Váh settlement

Obr. 2. Stredné paleomagnetické smery pre horniny mladšieho paleozoika a triasu Hronika v doline Ipoltica. Vysvetlivky: 1 — poloha smeru súčasného magnetického póla, 2 — záporná polarita RMP, 3 — kladná polarita RMP, 4 — stredné hodnoty paleosmeru jednotlivých členov mladšieho paleozoika a triasu Hronika; *nižnobocian-ske súvrstvie*:  $C_s$  — sedimenty vrchného karbónu,  $P_d$  — permské žilné telesá prerážajúce vrchný karbón; *malužinské súvrstvie*:  $P_1$  — sedimenty permu v podloží I. erupčnej fázy — autun?,  $P_{1-2}$  — sedimenty permu medzi I. a II. erupčnou fázou — saxón — turing?,  $P_{II}$  — vulkanity permu — II. erupčná fáza;  $T_1$  — sedimenty spodného triasu,  $P_E$  — vulkanity II. erupčnej fázy vystupujúcej v tektonickom hraste pri osade Čierny Váh



Tab. 1

|                  | Geological characteristics                                     |                                           | Locality                 | Number of samples | Mean paleomagnetic direction |                   | $k$ | $\alpha$ 95 | $\Delta D$ |
|------------------|----------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|--------------------------|-------------------|------------------------------|-------------------|-----|-------------|------------|
|                  |                                                                |                                           |                          |                   | Declination $D_s$            | Inclination $I_s$ |     |             |            |
| C <sub>s</sub>   | Carboniferous sedimentary rocks<br>Nižná Boca Formation        |                                           | 74                       | 6                 | 194,6°                       | —1,9°             | 10  | 22,3°       | —14,68     |
| P <sub>d</sub>   | Vein bodies of volcanics                                       |                                           | 70, 72                   | 10                | 226,7°                       | —52,3°            | 4   | 27,1°       | +22,71     |
| P <sub>l</sub>   | Malužiná Formation                                             | Lower Permian sedimentary rocks           | 77, 78, 79               | 10                | 235,5°                       | —32,3°            | 20  | 11,0°       | +31,51     |
| P <sub>1-2</sub> |                                                                | Lower and Upper Permian sedimentary rocks | 89, 90                   | 11                | 81,8°                        | +43,6°            | 9   | 15,9°       | +57,81     |
| P <sub>II</sub>  |                                                                | Permian volcanic rocks of 2nd erup. phase | 67, 68, 95<br>96, 97, 98 | 54                | 264,3°                       | —21,6°            | 24  | 4,1°        | +60,31     |
| T <sub>l</sub>   | Triassic sedimentary rocks                                     |                                           | 94                       | 9                 | 113,1°                       | +63,0°            | 17  | 12,7°       | +84,32     |
| P <sub>E</sub>   | Permian volcanic rocks in tect. position<br>(Čierny Váh vill.) |                                           | 75, 76                   | 7                 | 8,2°                         | 58,3°             | 33  | 10,7°       | —15,79     |

cally obtained mean paleodirection for the Lower Triassic in the stable Eurasian platform. All data indicated are recalculated to the coordinates of the Czechoslovak Western Carpathians.

6) An important deduction may be drawn from these data for paleogeography and paleotectonics for the Upper Carboniferous till Lower Triassic time of basin evolution and filling by sediments and volcanites. The basin formation and orientation may have been of rotational nature during the Upper Paleozoic.

7) Besides this mentioned rotation of the basinal axis in the space and time, also nappe movements of Alpine age and even the subsequent faulting may have influenced the values of paleodeclination.

8) Data obtained from samples of the Ipoltica valley reflect results of detailed investigation until from

a single profile. Results have been confronted with the geological situation of sample sites and also with previous paleomagnetic data. In our opinion, these first results yielding different paleodeclination values from a continuous profile point to the rotational change in primary basin orientation with time during the deposition of the Nižná Boca and Malužiná formations. These first data are to be confirmed by results from parallel profiles and also from other areas where the both formations occur in the Western Carpathians.

9) Another positive result of investigation is that the tectonic horst structure near Čierny Váh settlement has been found and proved by  $P_E$  data as well (Figs. 1 and 2, Tab. 1).

Translated by I. Varga  
Review by A. Biely

## REFERENCES

- Badár, J. — Novotný, L. 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky SV-časti Nízkyh Tatier. *Mineralia slov.* 3, 9.
- Biely, A. 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 34.
- Drnčík, E. 1969: O zrudnení typu mednatých pieskovecov v perme melafýrovej sérii na severovýchodných svahoch Nízkyh Tatier. *Mineralia slov.*, 1, č. 1.
- Ilavská, Ž. 1964: Sporen und Hystrichosphaeritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 15, 2.
- Kettner, R. 1938: Geologická stavba severního svahu Králové hole v okolí Lip-tovské Teplicy (Nízke Tatry). *Rozpr. II. tř. Čs. akad. věd, ř. mat. přír. věd.*
- Klínec, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporíd. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 57.
- Klínec, A. 1976: Geologická mapa východnej časti Veporského rudohoria a Nízkyh Tatier, M-1 : 50 000. *Bratislava. Geol. úst. Dionýza Štúra.*
- Kotásek, J. — Krs, M. 1965: Paleomagnetic Investigations of the West Carpathians of Czechoslovakia. *Geofyz. sbor.*, 13.
- Krs, M. 1977: Studium základných magnetických a paleomagnetických charakteristik pre účely užité geofyziky a geologie. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

- Maheľ, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, 1 : 200 000, list Banská Bystrica. *Geofond (Bratislava)*.
- Muška, P. 1979: Paleomagnetický výskum mladšieho paleozoika a mezozoika Nízkych Tatier, M. a V. Fatry. [Záverečná správa.] *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Muška, P. — Vozár, J. 1978: Paleomagnetizmus mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 10, 3.
- Planderová, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 60.
- Planderová, E. 1977: Palinologický výskum vrchného karbónu chočského príkrovu v Nízkych Tatrách. [Záverečná správa.] *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Planderová, E. 1977: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 72.
- Sitár, V. — Vozár, J. 1973: Die ersten Makrofloraen — Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). *Geol. zbor., Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, 2.
- Šťastný, V. 1927: Studie o tzv. melafýrech v Nízkych Tatrách na Slovensku. *Rozpravy II. tř. Čes. akad.*, 36, Nr. 29.
- Vozár, J. 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 55.
- Vozár, J. 1977: Magmatické horniny tholeitické série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. *Mineralia slov.* 9, 4.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1979a: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie — nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. *Mineralia slov.*, 11, 5.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1979b: Kryštalínium v bazálnej časti chočského príkrovu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 72.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1979c: Permian of the West Carpathians. *Guide-book for geological excursion — Symposium 1979 Publish. by the Dionýz Štúr Inst. of Geology (Bratislava)*.

## Rozdiely paleodeklinácie v horninách bazálnej časti hronika v doline Ipoltica (severné svahy Nízkych Tatier)

PETER MUŠKA — JOZEF VOZÁR

### Úvod a všeobecná časť

Východnú časť Nízkych Tatier buduje veporikum a na jeho stavbe sa zúčastňuje kryštalínium (hronský a kráľovo-hoľský komplex, A. Klíneč 1971, 1976) a obalová séria (metamorfovaný perm a mezozoikum série Veľkého boka, R. Kettner 1938, M. Maheľ et al. 1964). V tektonickom nadloží veporika „en bloc“ v alochtónnej pozícii vystupuje hronikum (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973). Priamo v tektonickom nadloží neokómu série Veľkého boka vystupuje spodný čiastkový príkrov hronika — šturecký príkrov, ktorý podľa A. Vozárovej — J. Vozára (1979a, c) tvorí

v bazálnej časti nižnobocianske (stefan B—C) a malužinské súvrstvie (spodný a vrchný perm). Len lokálne sa v bazálnej časti príkrovu hronika zachovali tektonicky redukované šošovky mylonitizovaných granitoidov (A. Vozárová — J. Vozár 1979b).

V rokoch 1974—1978 sme nadviazali na výskum M. Krsa — J. Kotáska (1964) a začali komplexný regionálny paleomagnetický výskum hornín mladšieho paleozoika hronika v Nízkych Tatrách, Trábeči a v Malých Karpatoch, teda v podstatnej časti rozšírenia nižnobocianskeho a malužinského súvrstvia v rámci Západných Karpát (P. Muška — J. Vozár 1978). Komplexne sme zhodnotili jednotlivé oblasti a korelovali

výsledky dosiahnuté zo štúdií rovnocenných horizontov nížnobocianskeho a maluzinského súvrstvia. Jedným zo základných výsledkov bol údaj o magnetickej stabilite permských vulkanitov a sedimentov maluzinského súvrstvia. Na základe stability smeru RMP a reprodukovateľnosti meraní sme získali ucelené súbory paleosmerov lokalít, súborov lokalít a oblastí a súhrnne sme ich štatisticky spracovali. Interpretovali sme zmenu smeru magnetickej deklinácie ako dôsledok rotácie presunutých čiastkových príkrovov hronika (štúrecký a chočský príkrov) v smere hodinových ručičiek maximálne až o  $65 \pm 3^\circ$  (P. Muška — J. Vozár 1978) pri korelácii so štatisticky zisteným paleosmerom permu zo stabilných platií Eurázie (M. Krs 1969). Tým sme doplnili pôvodný údaj z práce J. Kotáska — M. Krsa (1965 — hodnota rotácie o  $45^\circ \pm 3^\circ$  v smere hodinových ručičiek). Novšie výsledky výskumu preukázali menšie diferencie v stupni rotácie rovnakých horizontov maluzinského súvrstvia v Malých Karpatoch a Trábeči voči hodnotám v Nízkych Tatrách. Získali sa aj prvé informácie o rozdielnych hodnotách rotácie obidvoch čiastkových príkrovov — štúreckého a chočského, hoci obidva rotovali v smere hodinových ručičiek (P. Muška 1979). Tento údaj v súčasnom období preverujeme v oblastiach styku obidvoch čiastkových príkrovov.

V ďalšej etape výskumu (1978—1979) sme detailne skúmali paleomagnetické charakteristiky, a to s cieľom spresniť doterajšie výsledky regionálneho charakteru z práce P. Mušku — J. Vozára (1978). Vybrali sme profily s najúplnejším sledom nížnobocianskeho a maluzinského súvrstvia a z nich odobraté vzorky od podložia po nadložie tak, aby reprezentovali základné litologické horizonty včítane vulkanitov. Takým spôsobom sme spracovali priečny profil severojužného smeru v doline Ipolťica. Na príklade výsledkov z tohto profilu chceme poukázať na vlastnosti a rozdielne hodnoty paleosmerov jednotlivých súvrství, resp. ich členov, a prispieť k riešeniu niektorých otázok paleogeografie, paleotektoniky a mladšej hrastovej stavby pri osade Čier-

ny Váh.

Pri interpretácii získaných hodnôt sme využili štatistické spracovanie paleomagnetických výsledkov permu variskej časti Eurázie. Pri korelovaní našich výsledkov sa tieto údaje v posledných rokoch prehodnotili. Podľa M. Krsa (1977) výsledky paleosmeru karbónu (hlavne vrchný), permu a triasu, získané štatistickým spracovaním údajov zo stabilných (variských) platií, t. j. severoeurópskej a ázijskej, prepočítané na zemepisné súradnice územia ČSSR, sú: trias  $D_T = 28,78^\circ$ ;  $I_T = 47,22^\circ$ ; perm  $D = 23,99^\circ$ ;  $I_P = 14,24^\circ$ ; karbón  $D_C = 29,28^\circ$ ;  $I_C = 1,01^\circ$ .

Tieto hodnoty platia pre súradnice  $\sigma = 48,00^\circ$ ;  $\lambda = 20,00^\circ$ . Podľa nových údajov pristupujeme k hodnoteniu paleomagnetických smerov a zistených hodnôt  $\Delta D$  (tab. 1) a uplatňujeme to aj pri interpretácii výsledkov z profilu Ipolťica.

### Geologická charakteristika profilu doliny Ipolťica

Dolina Ipolťica prebieha severojužným až juhozápadným smerom na J od osady Čierny Váh (sev. svahy Nízkych Tatier). Jej južným pokračovaním je prítok zvaný Dikuľa. V priečnom profile obidvoch na seba nadväzujúcich dolín sú tu obnažené súbory hornín veporika — mezozoikum série Veľkého boka a bazálnej časti hronika, t. j. štúreckého príkrovu (sensu D. Andrusov — J. Bystričský — O. Fusán 1973).

Od J na S, t. j. od podložia po nadložie, tu možno pozorovať najvrchnejšie členy súboru mezozoických hornín série Veľkého boka. Sú to neokómske metamorfované vápence a v ich tektonickom nadloží sa zachoval jeden z najúplnejších sledov mladšieho paleozoika hronika, a to v profile štúreckého príkrovu.

V doline Ipolťica, ako aj v prevažnej časti severných svahov Nízkych Tatier má štúrecký príkrov monoklinálne uloženie s úklonom na S pod uhlom  $15\text{--}35^\circ$ . Sú tu zastúpené obidve litostratigrafické jednotky — nížnobocianske a maluzinské súvrstvie, ktoré A. Vozárová — J. Vozár (1979a, c) definovali ako reprezentatívne jednotky mlad-

šieho paleozoika hronika.

Nižnobocianske súvrstvie (stratigrafického rozpätia stefan B—C) vystupuje v južnej časti doliny Ipolťica a v doline Dikuľa. Leží priamo v tektonickom nadloží neokómu série Veľkého boka. Nižnobocianske súvrstvie tvoria prevažne sivé klastické sedimenty usporiadané v cyklickej stavbe. Sú to litické droby, drobové pieskovce, piesčité a ílovité bridlice s obsahom bitúmenovej zložky, polohy grafitických bridlíc, často so zvyškami zuhoľnatej makroflóry. Len sporadicky vystupujú tenké polohy oligomiktých zlepenčov. Sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia sú prerázané medzi vrstvovými žilnými telesami andezitov, bazaltov permského veku (predtým sa označovali ako augitické porfýry — V. Šťastný 1927, dioritové porfýry S. Frána — J. Vozár 1969).

Malužinské súvrstvie je v profile Ipolťica zastúpené viac ako 2200 m mocným súborom sedimentov a vulkanitov. Sedimenty sú prevažne červené a s podstatným podielom limonitu a kysličníkov železa. Litologicky sú podľa A. Vozárovej (1981, v tlači) usporiadané do troch megacyklov. Na ich vnútornej stavbe sa pri I. megacykle zúčastňuje aj zlepenec, inde najmä droby, drobové pieskovce a vo vrchných častiach ílovité bridlice. Z týchto vrchných horizontov megacyklov sú známe aj evapority (E. Drnžík 1969, J. Badár — L. Novotný 1971). Vnútorou náplňou sa megacykly od seba odlišujú jednak zo sedimentologickej stránky, ale najmä prítomnosťou vulkanitov dvoch erupčných fáz (J. Vozár 1971). Vo vrchnej časti I. megacyklu sú rozšírené produkty I. erupčnej fázy — niekoľkonásobné výlevy vo vrchnej časti striedajúce sa s intraefuzívnymi sedimentmi (hlavne tufy a tufity). Vo vrchnej časti II. megacyklu sú len malé efuzívne telesá. Odrazom vulkanickej aktivity sú početné polohy vulkanoklastík. V III. megacykle sú prevládajúcim fenoménom vulkanity II. erupčnej fázy — mnohonásobné výlevy striedajúce sa s polohami tufov a tufitov. Vulkanické horniny obidvoch erupčných fáz sú prevažne bazalty a andezity tholeitického charakteru (J. Vo-

zár 1977). V nadloží efuzív II. erupčnej fázy v profile Ipolťica vystupujú červené pieskovce a bridlice vrchného permu (E. Planderová 1973), vyššie cyklicky vystriedané kremencami, kremeňovými pieskovecami zaraďovanými už do triasu (A. Biely 1965). Vyššími členmi sú slienité vápence striedajúce sa s bridlicami (kampilské vrstvy) a vápence stredného triasu.

V severnej časti profilu Ipolťica pri osade Čierny Váh uprostred triasových členov vystupuje z podložia hrast malužinského súvrstvia, ktorý budujú prevažne vulkanity II. erupčnej fázy.

### Paleomagnetická charakteristika profilu Ipolťica

Z profilu Ipolťica bolo z 21 lokalít spracovaných 150 vzoriek. Na každej lokalite sa zistili základné paleomagnetické charakteristiky. Zo všetkých horninových typov sú na paleomagnetický výskum najvhodnejšie erupzívne horniny permského veku (tab. 1). Preto sme sa zamerali hlavne na relatívne mohutnejšiu II. erupčnú fázu. Lokality s nestabilným priebehom smeru RMP (obr. 1, lok. 71, 73, 80) sme z ďalšieho spracovania vylúčili.

Výsek mapy z profilu Ipolťica (obr. 1) vyjadruje geologickú situáciu a polohu bádaných lokalít, reverznú a kladnú polaritu, ako aj smer remanentnej magnetickej polarizácie (RMP). Z grafického vyjadrenia smerov RMP vychodí ich nerovnaká hodnota získaná z jednotlivých lokalít od podložia po nadložie. Rozdielnu hodnotu paleomagnetických smerov v nižnobocianskom súvrství (vrchný karbón — stefan B—C), v malužinskom súvrství (spodný a vrchný perm) a v súvrství spodného triasu, ako aj hodnoty získané meraním z tektonického hrastu pri Čiernom Váhu graficky vyjadruje obr. 2. Súhrne štatisticky spracované výsledky sú v tab. I.

### Celkové zhodnotenie profilu Ipolťica

Výsledky nových dopĺňujúcich meraní hodnôt z lokalít profilu doliny Ipolťica možno zhrnúť takto:

1. Sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia (vrchný karbón — stefan B—C) majú väčšinou nestabilný priebeh smeru RMP, čo mohlo ovplyvniť ich zloženie a celkový petrografický charakter, pri ktorom v mnohých polohách do popredia vystupuje bitúmenová zložka.

2. Malužinské súvrstvie (spodný a vrchný perm) je súborom tholeiitických bazaltov až andezitov a sedimentov bohatých na kyslíčníky železa. Sedimenty vykazujú dobre merateľné hodnoty so stabilným priebehom RMP.

3. Najvýraznejší stabilný priebeh smeru RMP majú všetky permské eruptívne horniny, v konkrétnom profile najmä vulkanity druhej erupčnej fázy.

4. Celkove analýza smerov RMP v doline Ipolťica potvrdila doterajšie poznatky o rotácii hronika (konkr. štureckého príkrovu) v smere hodinových ručičiek, ako na to poukázali práce K. Kotáska — M. Krsa (1965; hodnota rotácie o  $45^\circ \pm 3^\circ$ ) a P. Mušku — J. Vožára (1978; hodnota rotácie až o  $65^\circ \pm 3^\circ$ ). V profile Ipolťica sme spresnili jednotlivé údaje, a to aj vo vzťahu k novým štatisticky spracovaným údajom zo stabilnej platformy Eurázie (M. Krs 1977).

5. Meraniami v profile Ipolťica prvýkrát upozorňujeme na odchýlky hodnôt paleosmerov jednotlivých litostratigrafických jednotiek, resp. ich členov. Od podložia po nadložie má nižnobocianske súvrstvie hodnotu paleodeklinácie  $D = -194,6^\circ$  a zápornú odchýlku (t. j. proti smeru hodinových ručičiek  $\Delta D = -14,7^\circ$  vzhľadom na vypočítaný paleosmer vrchného karbónu stabilnej platformy Eurázie).

Malužinské súvrstvie vykazuje stabilne kladnú hodnotu  $\Delta D$  (t. j. v smere hodinových ručičiek), ale postupne pri jednotlivých členoch od podložia po nadložie možno pozorovať rozličnú veľkosť odchýlky, a to v rozmedzí  $\Delta D = +22,7^\circ$  až do  $+60,3^\circ$ , vždy vzhľadom na štatisticky vypočítaný paleosmer pre spodný, resp. vrchný perm stabilnej platformy Eurázie.

Malužinské súvrstvie vykazuje stabilne kladnú hodnotu  $\Delta D$  (t. j. v smere hodinových ručičiek), ale postupne pri jed-

notlivých členoch od podložia po nadložie možno pozorovať rozličnú veľkosť odchýlky, a to v rozmedzí  $\Delta D = +22,7^\circ$  až do  $+60,3^\circ$ , vždy vzhľadom na štatisticky vypočítaný paleosmer pre spodný, resp. vrchný perm stabilnej platformy Eurázie.

Tak sedimenty spodnej časti maluzinského súvrstvia (I. megacyklus) vykazujú priemernú hodnotu  $\Delta D = +31,5^\circ$ ; sedimenty strednej časti maluzinského súvrstvia (približne vrchná časť II. megacyklu) hodnotu  $\Delta D = +60,3^\circ$ .

V profile Ipolťica boli stratigraficky najmladším skúmaným členom kremence a kremeňové pieskovce spodného triasu, pri ktorých sa zistila hodnota  $\Delta D = +84,32^\circ$  vzhľadom na štatisticky vypočítaný paleosmer spodného triasu stabilnej platformy Eurázie.

Všetky uvedené hodnoty sme prepočítali na súradnice územia ČSSR, konkrétne na oblasť Západných Karpát.

6. Z uvedeného vychodí závažný poznatok pre paleogeografiu a paleotektoniku o zmenách smeru paleodeklinácie od vrchného karbónu až do spodného triasu, teda počas formovania bazénu v mladšom paleozoiku, keď sa vyplnil sedimentmi a vulkanitmi. Tento proces formovania a orientácie bazénu mohol mať v mladšom paleozoiku rotačný charakter.

7. Okrem uvedenej rotácie bazénu v priestore a čase v období mladšieho paleozoika mohla hodnoty paleodeklinácie ovplyvniť aj alpínska príkrovová a mladá zlomová tektonika.

8. Údaje z doliny Ipolťica sú výsledkami detailného výskumu len z jedného profilu. Konfrontovali sme ich s geologickou situáciou, so staršími výsledkami z paleomagnetického výskumu (cit. in lit.). Sme toho náhľadu, že poznatky o rozdielnych hodnotách paleodeklinácie naznačujú rotačnú zmenu smeru orientácie primárneho bazénu v období tvorby nižnobocianskeho a maluzinského súvrstvia.

9. Ďalším výsledkom nášho výskumu je zistenie tektonického hrastu pri osade Čierny Váh (obr. 1, 2a, tab. I), čo platí aj pre jeho východné pokračovanie pri lokalite Brezová—Benkovský potok.

## Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu

LUBOMIL POSPÍŠIL

Geofyzika, Geol. ulica 18, 834 37 Bratislava

(9 obr. v texte)  
Doručené 16. 2. 1979

### Поле тяжести в районе восточнословацкого неогена и его отличительные черты

Отличительной чертой неогенных впадин внутренней окраины Западных Карпат, является то, что на их территории происходит к инверзии поля тяжести если данные сравниваем с установленными глубинами предтретичного фундамента. С нарастанием глубины предтретичного фундамента величины аномалии поля тяжести постепенно увеличиваются. Это свидетельствует о том, что в фундаменте этих впадин находятся такие массы, которые сыграли основную роль при формировании впадин. Авторы считают, что региональные действия поля тяжести этих масс является как результат диапиризма.

### Interpretation of the gravity field in the East Slovakian Neogene area

It is a peculiar feature of Neogene basins located along the inner side of the Western Carpathians that inversions of the gravity field occur on their territory. Values of gravity anomalies increase with the increasing depth of the pre-Neogene basement. The feature points to the presence of such heavy masses in the basement which played substantial role at the time of basinal foundation and considerably influenced the development of basins as well. Regional gravity effects of such masses are interpreted as the result of diapiric processes.

V ostatnom období sa v mnohých geologických publikáciách o oblasti východného Slovenska zjavuje rad interpretácií výsledkov geofyzikálnych meraní, väčšinou poplatných

súčasným geologickým koncepciám. Vyplýva to zo skutočnosti, že geofyzikálne polia tejto oblasti, ale najmä východoslovenského neogénu sú také komplikované, že bez

komplexnej analýzy nemožno získať údaje plne využiť. Preto treba pre toto územie vytvoriť spoločnú a teoreticky podloženú metodiku geologickej interpretácie výsledkov geofyzikálneho prieskumu.

V začiatkoch prieskumu východoslovenského neogénu sa používali geofyzikálne metódy (gravimetria, magnetometria a seizmika) na vymedzenie hlavných geologických jednotiek, resp. štruktúr. V tejto súvislosti treba spomenúť práce R. Běhouňka (1949), M. Blížkovského (1961), R. Rudinca, J. Slávika (1970) a i. V ďalšej etape vystupovala do popredia úloha určiť niektoré parametre daných štruktúr. Išlo predovšetkým o stanovenie mocnosti, resp. hĺbky daného objektu. Na riešenie úloh bol vypracovaný rad spôsobov interpretácie tiažových a magnetických anomálií. Základným produktom tejto interpretácie boli vertikálne rezy. Napr. práce J. Ibrmajera (1954), A. Šutora a V. Čekana (1965) obsahujú niektoré interpretačné rezy cez Potiskú nížinu, ktoré dávali prvú predstavu o stavbe územia, hlavne o jeho centrálnej časti, kde sa zistila veľká mocnosť miocénnych sedimentov.

V súčasnosti možno v oblasti východoslovenského neogénu pristúpiť ku komplexnému spracovaniu nameraných geofyzikálnych údajov, ktoré neposkytnú len údaje o hĺbke podložja, ale aj predstavu o mocnosti jednotlivých stratigrafických súvrství a o charaktere podložja.

Navyše možno v tejto oblasti pomocou gravimetrie, magnetometrie a seizmických meraní riešiť otázky späté s vyhľadávaním a objasňovaním pozície vulkanoplutonických aparátov v oblasti Slanských vrchov, Vihorlatu a pochovaných vulkanických komplexov v oblasti centrálnej depresie.

### Tiažové pole

Pri analýze tiažového poľa vo východoslovenskom neogéne sme vychádzali z poznatku, že na väčšine územia je nesúlad medzi nameranými tiažovými anomáliami a hĺbkou predterciérneho podložja. S narastaním hĺbky tohto podložja sa hodnoty tiažových anomálií zvyšujú. Táto „inverzia“ tiažového poľa je oveľa väčšia v smere osi potiskej depresie (t. j. SZ—JV) ako v smere kolmom na ňu. Na vlastné riešenie stavby predterciérneho podložja na základe tiažových meraní je predovšetkým nevyhnutné odstrániť regionálny účinok spôsobujúci inverziu tiažového poľa.

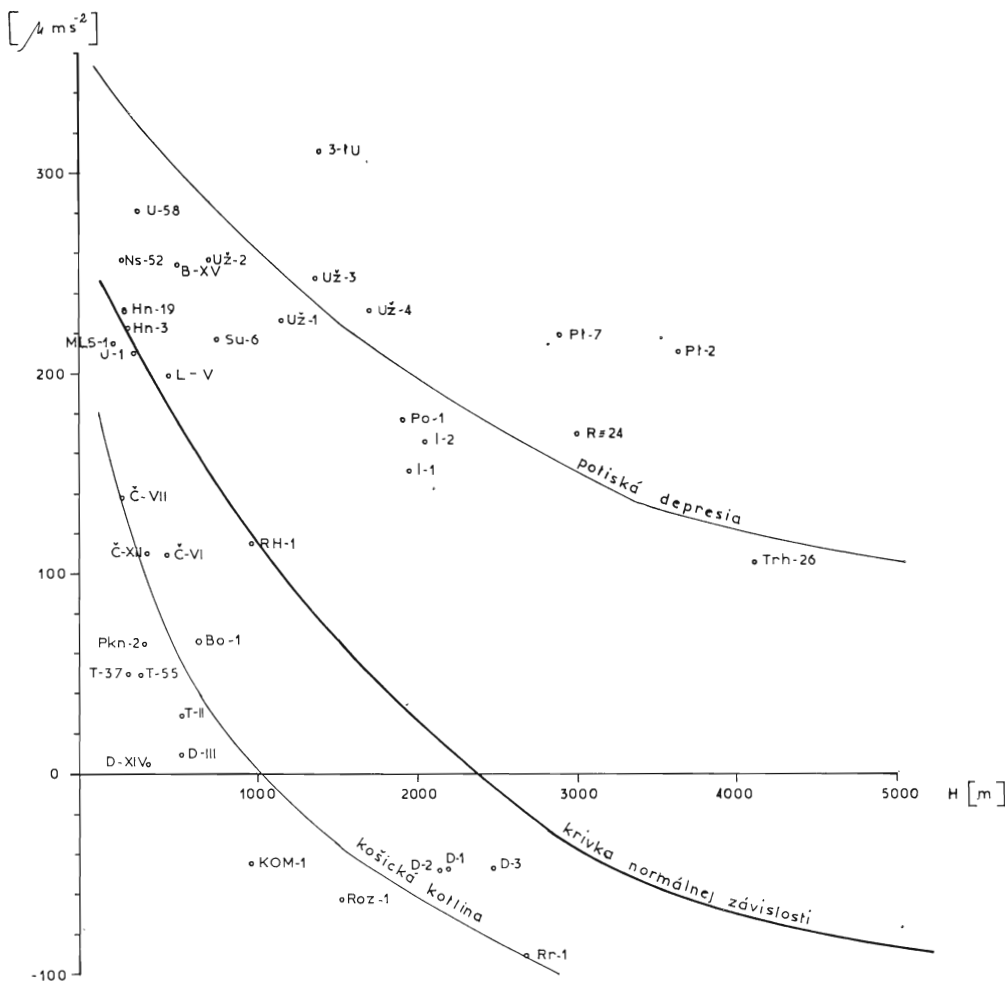
V súčasnosti je niekoľko spôsobov riešenia tohto problému. Možno použiť metódu plošnej interpretácie hustotného rozhrania (R. Válek 1969), ktorá sa veľmi často uplatňuje v panvách s hustotne ľahšou výplňou, alebo druhý spôsob — zostavenie „odkrytej mapy“. Často sa používajú aj odvodené polia, t. j. rozličné typy separácie tiažového



poľa na regionálne a reziduálne anomálie. Tento postup sa nám pre oblasť východoslovenského regiónu javí ako menej vhodný, a to najmä pre citlivosť k okolitým deformujúcim anomálnym hodnotám mezozoika Humenských vrchov, Spišsko-gemerského rudohoria a zem-

plínskeho ostrova. Vo východoslovenskom neogéne sme použili prvé dva spôsoby na stanovenie regionálnej zložky poľa.

Štatistický rozbor závislosti tiažovej anomálie od hĺbky predterciérneho podložia, ktorú zistili vrty (obr. 1), ukázal, že podľa priebehu



Obr. 1. Graf závislosti tiažových anomálií od hĺbky podložia zistenej vrtmi vo východoslovenskej panve

Fig. 1. Dependence between gravity anomalies and the ascertained basement surface depth in the East Slovakian basin

krivky normálnej závislosti (R. Válek 1969) možno celé územie rozdeliť na tri celky:

- a) Oblasť Potiskej nížiny, pohraničná časť zakarpatského prehybu a širšie okolie zemplínskeho ostrova sa prejavujú ako hustotne prekompenzovaný blok.
- b) Oblasť humensko-užhorodského hrastu a zóna Vihorlat—Popričský patrí k územiu bez výrazných hustotných nehomogenít.
- c) Oblasť Košickej a Moldavskej kotliny sa prejavuje ako blok s hustotným deficitom.

Krivku „normálnej závislosti“ sme zostavili na základe hustôt získaných z niektorých vrtov v záujmovej oblasti (Ďurkov-1, 2, 3, Rozhanovce-1, Prešov-1, MLS-1, Sečovce-1 a i.). Krivka má exponenciálny tvar a bola rozdelená na štyri priamkové úseky. Smernice priamok jednotlivých úsekov charakterizujú diferenčnú hustotu úseku. Rozdiel medzi hodnotou tiažového poľa v jednotlivých vrtoch a ich priemetom na krivku „normálnej závislosti“ poskytuje v prvom priblížení účinkov regionálnej zložky tiažového poľa. Interpolácia týchto účinkov (obr. 2) ukazuje, že priebeh regionálneho poľa je v celej Potiskej nížine spojitý a tvorí elevačnú zónu smeru SZ—JV, ktorá pokračuje na území MLR. Podobný výsledok poskytuje aj „odkrytá mapa“ tejto oblasti.

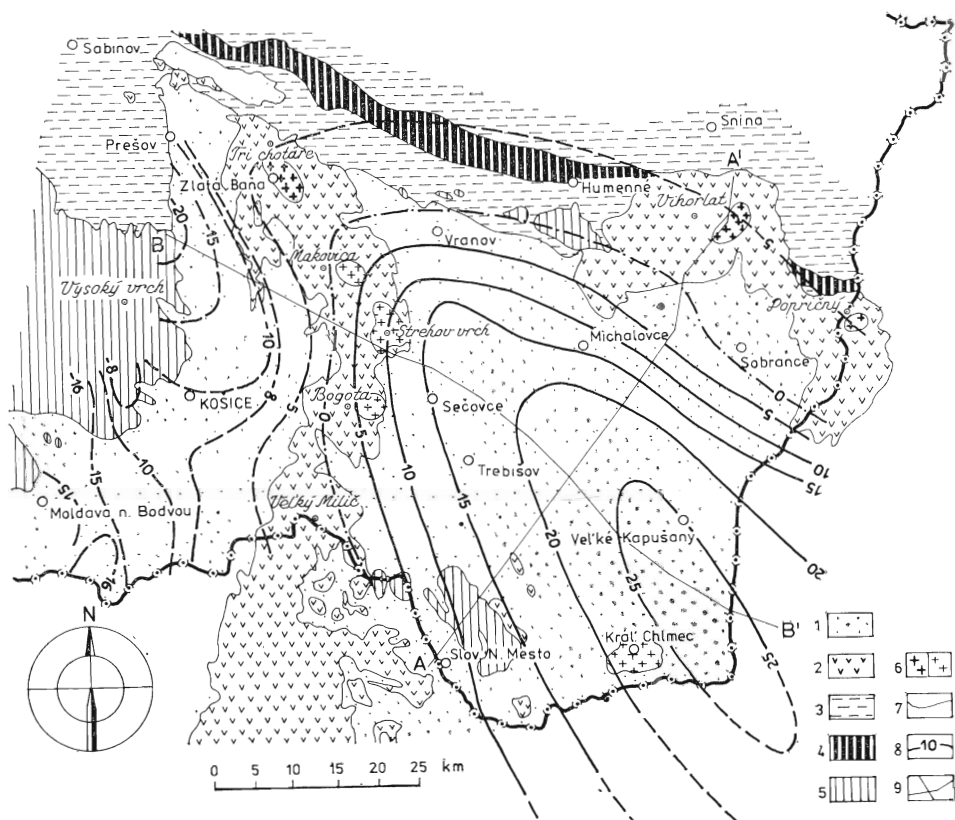
## Inverzia tiažového poľa — dôsledok diapirizmu

Vysvetliť regionálnu anomáliu bez doplňujúcich údajov z hlbínnej seizmickej sondáže (ďalej HSS) je veľmi ťažké. Ale čiastočne možno využiť výsledky HSS z medzinárodného profilu III (obr. 3). Ukázalo sa (naposledy F. Horváth in M. Boccaletti et al. 1976), že v oblasti pripanónskeho hlbinného zlomu je indikovaných niekoľko nespojitých rozhraní, ktoré môžu mať vzťah k zisteným vulkanitom. Anomálne postavenie oblasti potvrdzuje najmä zistená teplota (I. Marušiak — I. Lizoš 1976). Oblasť východoslovenského neogénu patrí medzi teplotne najaktívnejšie územia Západných Karpát. G. V. Sobakar et al. (1975) uvádzajú, že v oblasti medzi Vihorlatom a Gutínskymi vrchmi na jednej strane a Maďarskou nížinou na druhej strane vzrastá tepelný tok až na hodnotu  $108,9\text{--}117,2\text{ mWm}^{-2}$ . Celá oblasť sa prejavuje aj znížením mocnosti zemskej kôry (okolo 25 km) a minimálnou hrúbkou bazaltovej vrstvy (6—9 km). Výrazné seizmotektonické zóny (G. V. Sobakar et al. 1975, J. Kvítkovič — J. Plančár 1977; obr. 3) so zdrojmi plytkých zemetrasení, ako aj výrazné recentné pohyby poukazujú na výraznú mobilitu územia. Pre túto oblasť sú typické aj intruzívno-extruzívne aparáty (obr. 2), ktoré sa charakteristicky prejavujú v tiažových a magnetických

mapách a viažu sa na priečne a pozdĺžne poruchy regionálne významu.

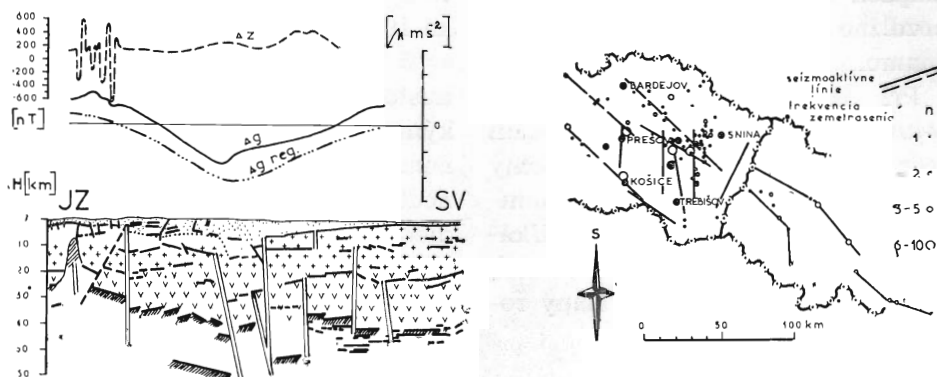
Pri trojrozsmernej interpretácii tejto kladnej anomálie sme použili jednoduché modely typu rotačný elipsoid a hranol na dvoch vzájomne kolmých profiloch (obr. 4). Ukázalo sa, že s nameranou krivkou sa lepšie zhoduje účinok vyvolaný ro-

tačným elipsoidom s ťažiskom v hĺbke 19,5 km, rozmerom osí  $a = c = 5$  km,  $b = 60$  km a diferenčnou hustotou  $+0,2 \text{ kgdm}^{-3}$  predovšetkým na pozdĺžnom profile. Na priečnom profile sa prejavuje zásadný nedostatok hmôt v miestach gradientov. Na dosiahnutie lepšej zhody sme pristúpili k modelovaniu nepravidelných telies. Na obr. 4



Obr. 2. Plošný rozsah regionálnej anomálie. Vysvetlivky: 1 — molasa, 2 — neovulkanity, 3 — flyš, 4 — bradlové pásmo, 5 — predterciérne podložie, 6 — intruzívne komplexy, 7 — zistené, 8 — predpokladané, 9 — hranica jednotiek, 10 — regionálne tiažové anomálie, 11 — geologicko-geofyzikálne rezy

Fig. 2. Areal extent of the regional anomaly. Explanations: 1 — molasse, 2 — neovulkanite, 3 — flysch, 4 — the Klippen belt, 5 — pre-Cenozoic basement, 6 — intrusive complex, 7 — ascertained, 8 — supposed, 9 — limits of units, 10 — the regional gravity anomaly, 11 — geological and geophysical interpretative profile



Obr. 3. Výsledky geofyzikálnych výskumov v širšom okolí záujmového územia. Vysvetlivky: a — seismotektonické zóny (J. Kvitkovič — J. Plančár, 1977, G. T. Sobakar et al. 1975), b — medzinárodný profil HSS — III (G. T. Sobakar et al. 1975)

Fig. 3. Results of geophysical investigations in the wider surroundings of the area. Explanations: a — seismotectonic zone (J. Kvitkovič — J. Plančár 1977, G. T. Sobakar et al. 1975), b — international DSS profile No III (G. T. Sobakar et al. l. c.)

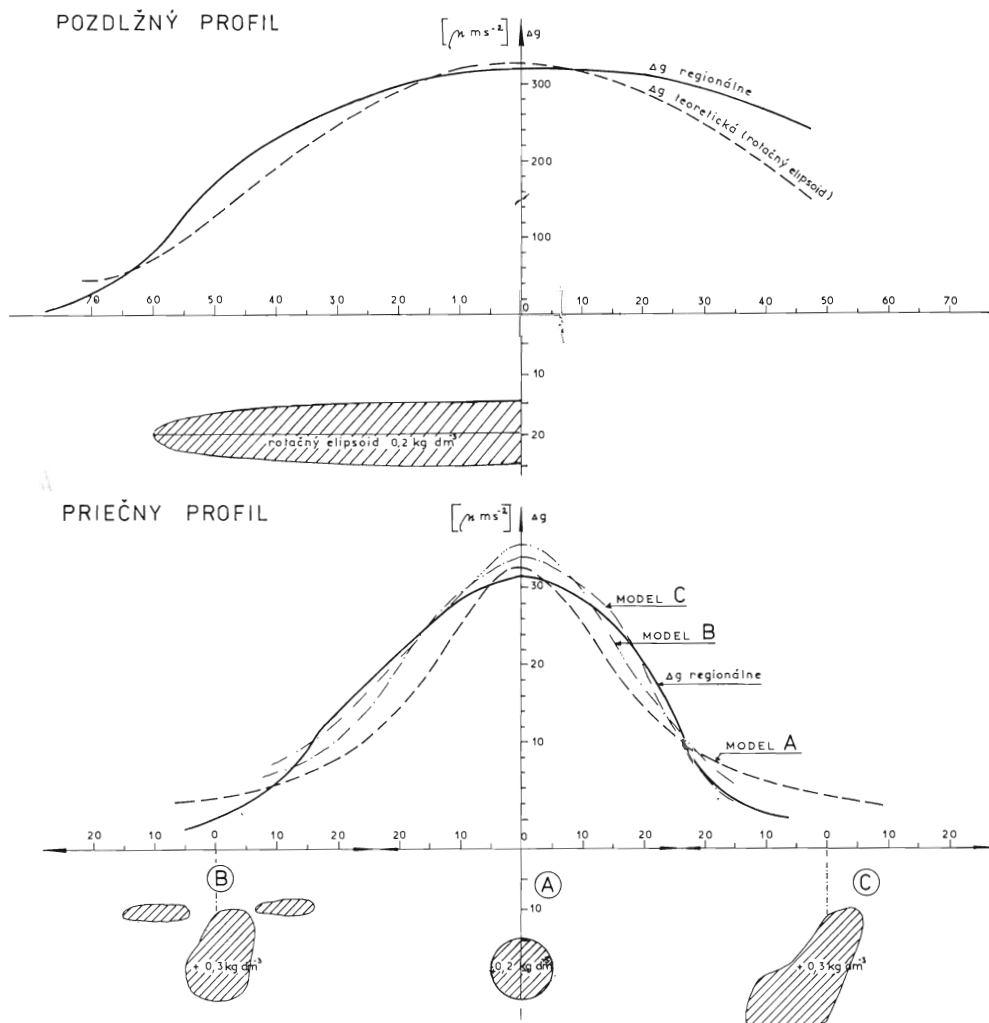
uvádzame dve telesá (model B a C), ktoré najlepšie vyhovujú porovnávaciemu kritériu. Ide o telesá s hornou hranou v hĺbke 10 km a diferenčnou hustotou  $+0,3 \text{ kgdm}^{-3}$ . Na geologickú interpretáciu regionálnej tiažovej anomálie sme použili výsledky analýzy plošných tiažových a magnetických meraní, seizmické a ostatné geofyzikálne údaje. Nové poznatky sme čerpali aj z geologických prác R. Rudinca — J. Slávika (1970), V. V. Gluška (1971), J. Slávika (1975), V. G. Svirdenka (1976), D. Vassa (1976), P. Greculu et al. (1977), P. Greculu — K. Együda (1977), J. Čverčka (1977). Podľa tejto komplexnej analýzy možno tiažovú regionálnu anomáliu pokladať za prejav čiastkového diapíru plášťa, ktorého hmoty vystúpili pozdĺž

hlbinných zlomov smeru SZ—JV do spodných častí zemskej kôry a ktoré sa zároveň stali magmatickým kozubom vulkanického materiálu v období vulkanickej aktivity. Aktivity sa prejavila výstupom magmatickej hmoty pozdĺž poruchových zón a trhlín, ktoré sa napojili na existujúce regionálne zlomy. Príklad geofyzikálneho prejavu jedného zo zistených vulkanických centier uvádzame na obr. 5 a 6. Na túto alternatívu geologickej interpretácie bol vybratý model C, ktorý najviac vyhovuje známym geologickým skutočnostiam i predstavám o diapíre plášťa.

Zo seizmických meraní na HSS sa zistilo, že bazaltová vrstva sa zúčastňuje na stavbe zemskej kôry v oblasti panónskeho bloku minimálnou mocnosťou. Tiažový účinok

vyvolaný zdrojom, ktorý sa nachádza v hĺbke 10—25 km, t. j. od hranice diskontinuity MOHO až po sedimentárnu vrstvu, musí preto mať pôvod v cudzom, najpravdepodobnejšie vo vrchnoplášťovom materiáli, ktorého výstup podmie-

nila existencia hlbinného zlomu. Svedčí o tom aj pretiahnutý tvar telesa, vychádzajúci z interpretácie tiažovej anomálie na pozdĺžnom profile. Za taký zlom možno pokladať zistený pripanónsky zlom (V. V. Gluško 1971, V. G. Sviriden-



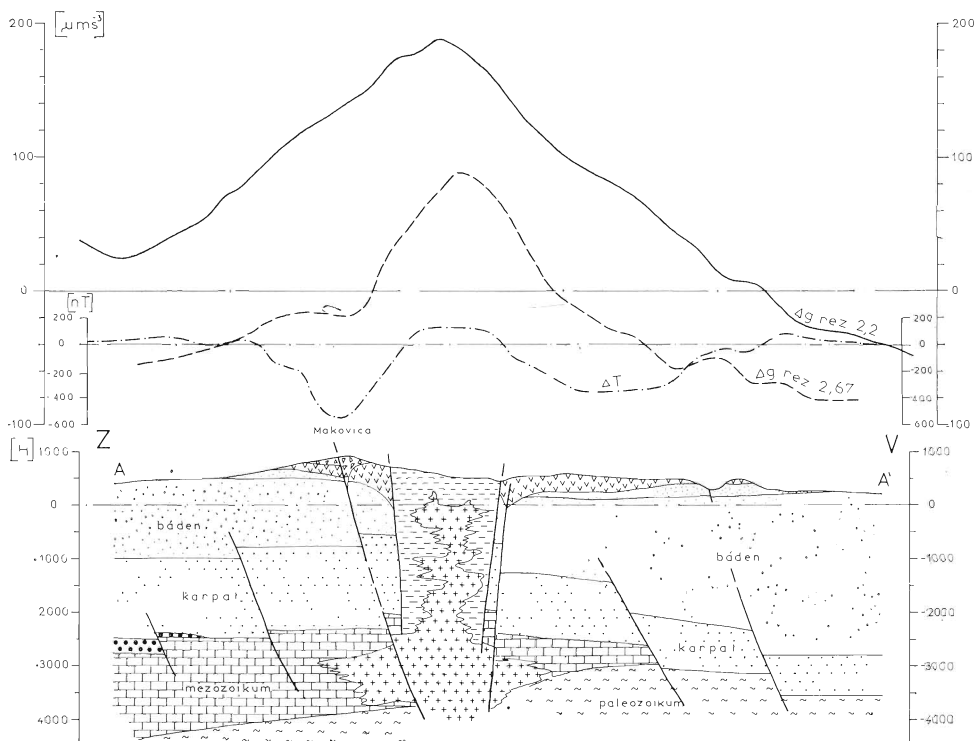
Obr. 4. Interpretácia regionálnej anomálie na pozdĺžnom a priečnom profile  
Fig. 4. Interpretation of the regional anomaly along the longitudinal and transversal profile

ko 1976, I. M. Ostafijčuk et al. 1977), ktorého pokračovanie treba podľa geofyzikálnych výsledkov hľadať pod bradlovým a flyšovým pásmom smerom na lineament ohraničujúci z východu hornosliezsky blok (J. Zeman 1977). Toto rozhranie, stotožňujúce sa s hypotetickou hranicou, ktorá spojuje Český a Dobruďský masív, považuje A. R. Crawford 1977 za severovýchodné obmedzenie diapirických prejavov v oblasti panónskeho bloku.

Mechanizmus diapirických proce-

sov a jeho odraz v okolitých štruktúrnotektonických jednotkách panónskeho bloku sa neanalyzoval. V tejto súvislosti možno využiť len teoretické poznatky vyplývajúce z experimentálnych prác G. Newalla — N. Rasta (1970), M. Ramberga — H. Sjöstroma (1973), V. V. Belousova (1975).

Diapirizmus rozličného rozsahu a významu podmienila existencia gravitačnej nestability na spodnej hranici litosféry. Napr. Jacoby in De Jong — R. Scholten

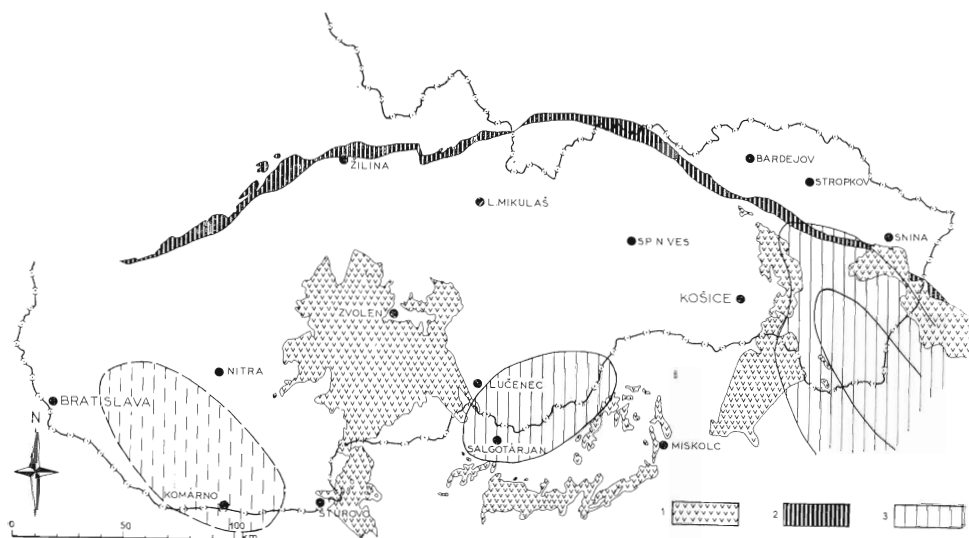


Obr. 5. Geofyzikálny model geologickej stavby — oblasť Makovica  
Fig. 5. Geological model solution of the Makovica area

(1973) uvádzajú štyri etapy vývoja diapirizmu. V prvom sa uplatnilo rozpínanie a zdvihnutie litosféry v dôsledku vnikania tzv. klina astenosféry. V druhom štádiu nastalo ochladenie litosféry a zväčšenie jej mocnosti v dôsledku diferenciácie a „primrznania“ astenosféry (mohlo sa prejaviť i zdvojením hranice MOHO). Pritom je zrejmé, že proces mohol mať epizodický a cyklický alebo pulzačný charakter, t. j. s obdobím pokoja sa spájalo ochladzovanie, diferenciácia i „primrznutie“ a zároveň sa formovali podmienky na nové zdvihnutie diapíru (3. štádium), v dôsledku čoho nastalo prekompenzovanie vrchných častí kôry. Aby vznikla rovnováha, nastávali gravitačné sklzy čiastkových blokov a vznikali

príkrovy (4. štádium). Posledné dve etapy sprevádzal roj zemetrasení a vulkanizmus. Pritom bude treba zvažovať i geometrický rozmer diapirických procesov v jednotlivých fázach. V prvých dvoch fázach išlo o výzdvihy presahujúce hranice rozsiahlejších regiónov, v ostatných dvoch fázach už mohlo ísť o lokálne prejavy v hraniciach jednotlivých blokov. Nemožno odhadnúť, koľko fáz mal diapirizmus v oblasti panónskeho bloku, resp. Západných Karpát, ale pri skúmaní jeho existencie treba hľadať jeho dôsledky v okolitej geologickej stavbe. Ide predovšetkým o prejavy gravitačných pohybov vulkanizmu a s ním spätých rojov zemetrasení.

Oblasť východoslovenskej panvy zaradil D. V a s s (1976) medzi pan-



Obr. 6. Rozmiestnenie regionálnych anomálií (diapírov) a ich vzťah k neovulkanitom Západných Karpát

Fig. 6. Distribution of regional anomalies (diapirs) and their relation to the West Carpathian neovolcanics

vy, ktoré vznikli na obvodě diapíru plášťa (intramontánne panvy).

Z analýzy tiažového a magnetického poľa a jeho vzťahu k predterciérnemu podložíu v oblasti východoslovenského neogénu, Vihorlatu, Humenských vrchov i zemplínskeho ostrova vyplynul rad skutočností, ktoré sa dotýkajú hlavne tvaru, rozmiestnenia a nespojitosti anomálií a majú priamy vzťah k osi interpretovanej regionálnej anomálie. Na ich základe možno usudzovať o existencii gravitačných pohybov čiastkových blokov. Predovšetkým symetriu v tvaroch deficitných a anomálnych tiažových účinkov juhovýchodnej časti mezozoika humensko-užhorodského hrastu a zemplínskeho ostrova možno interpretovať ako dôsledok gravitačných pohybov.

Podľa geofyzikálnych výsledkov sa nemožno presnejšie vyjadriť o čase vzniku diapirických procesov, ale aj keď vychádzame z poznatkov o rýchlosti výstupu plášťovej intrúzie a predpokladáme epizodickosť diapirických procesov, tak ako to uvádza napr. J a c o b y in K. D e J o n g — R. S c h o l t e n (1973) a vzhľadom na to, že obdobie miocénu sa pokladá za vrchol aktivity tohto diapíru, musíme počiatok vzniku diapíru spájať s niektorou z predmiocénnych fáz vrásnenia najskôr s obdobím kriedy. S týmto obdobím sa spájajú najväčšie pohyby a deformácie predterciérnych jednotiek, zdvojenie rozhrania v rýchlosti  $8,1 \text{ kms}^{-1}$  na hranici diskon-

tinuity MOHO, ktoré sa prejavuje na profiloch HSS V a K III a ktoré môže reprezentovať „primrznutú“ vrstvu plášťového materiálu. V tomto období bola pravdepodobne zasiahnutá celá oblasť panónskeho bloku i jeho okrajové zlomy vystupujúcimi plášťovými hmotami.

Po období pokoja a poklesu tektonickej aktivity, ktorá bola spätá s diferenciáciou a chladnutím plášťových hmôt, keď sa formovali podmienky pre ďalší zdvih diapíru, pokračovalo vystupovanie plášťových hmôt pozdĺž pripanónskeho hlbinného zlomu, podobne ako aj v ďalších častiach panónskeho bloku. Toto relatívne lokálne vykľututie povrchu, spojené s niektorou z vrchnopaleogénnych fáz vrásnenia, sa prejavilo jeho rozpadom na rad blokov s rozlične vyzdvihnutými a poklesnutými kryhami a viedlo k laterálnemu stlačeniu priestoru a kĺzaniu flyšoidných komplexov smerom na SV a S. Súčasne sa však mohli utrhnúť a pod vplyvom gravitácie sklúzať čiastkové bloky z vrcholových častí diapíru na SV a JZ (zemplínsky príkrov, juhozápadná časť mezozoika humensko-užhorodskej hraste).

Do poslednej etapy vývoja tohto diapíru, t. j. do obdobia jeho najväčšej aktivity v miocéne, patria výstupy vulkanitov, ochladzovanie hlbinného kozuba, jeho zmršťovanie s intenzívnou subsidenciou a s radom kolapsov vulkanických centier. Pod vplyvom týchto procesov reliéf predterciérneho podložia východo-

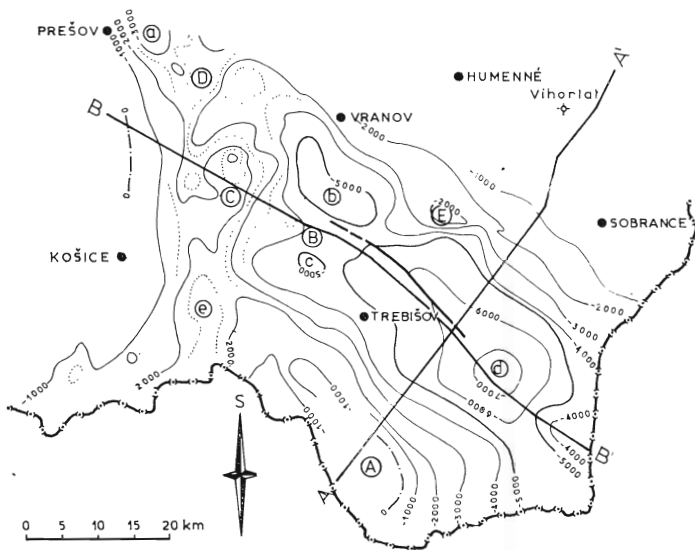


slovenskej panvy výrazne poklesol a rozlámal sa.

Oblasťou hlavných diapirických procesov je územie panónskeho masívu a centrálna zóna transylvánskeho bazénu, ktorá je centrom (R. A. Crawford 1977). V tejto oblasti sa križuje niekoľko lineamentov na okraji platní. Predpokladá sa výstup plášťových hmôt smerom od JV, resp. J, čo je v súlade s migráciou vulkanických centier v priebehu vývoja vulkanickej činnosti. Migrácia prebiehala v smere od centrálneho masívu k vyvrásnenej geosynklinále.

## Reliéf predterciérneho podložia

Reliéf predterciérneho podložia, ktorý sme získali z tiažových anomálií po odseparovaní regionálneho účinku predpokladaného diapírového plášťa, predstavuje centrálnu depresiú ako grabenovú štruktúru s priečnou prepadlinou v oblasti na JV od Malčíc (obr. 7). Pokračovanie tohto grabenu je interpretované pod Slanskými vrchmi a ďalej smerom na Prešov. Na okraje priečnej prepadliny sa viažu stratovulkanické telesá zistené v okolí Malčíc — Beše a Voján a prejavujú sa



Obr. 7. Štruktúrna schéma reliéfu predterciérneho podložia zostavená na základe tiažových a seizmických meraní (izohypsy v metroch). Interpretované štruktúry podložia: A — zemplínska, B — albinovská, C — herlianska, D — hanušovská, E — pozdišovská (A až E elevácie), a — prešovská, b — vranovská, c — sečovská, d — centrálna s priečnou prepadlinou, e — myšlianska (a až e depresie)

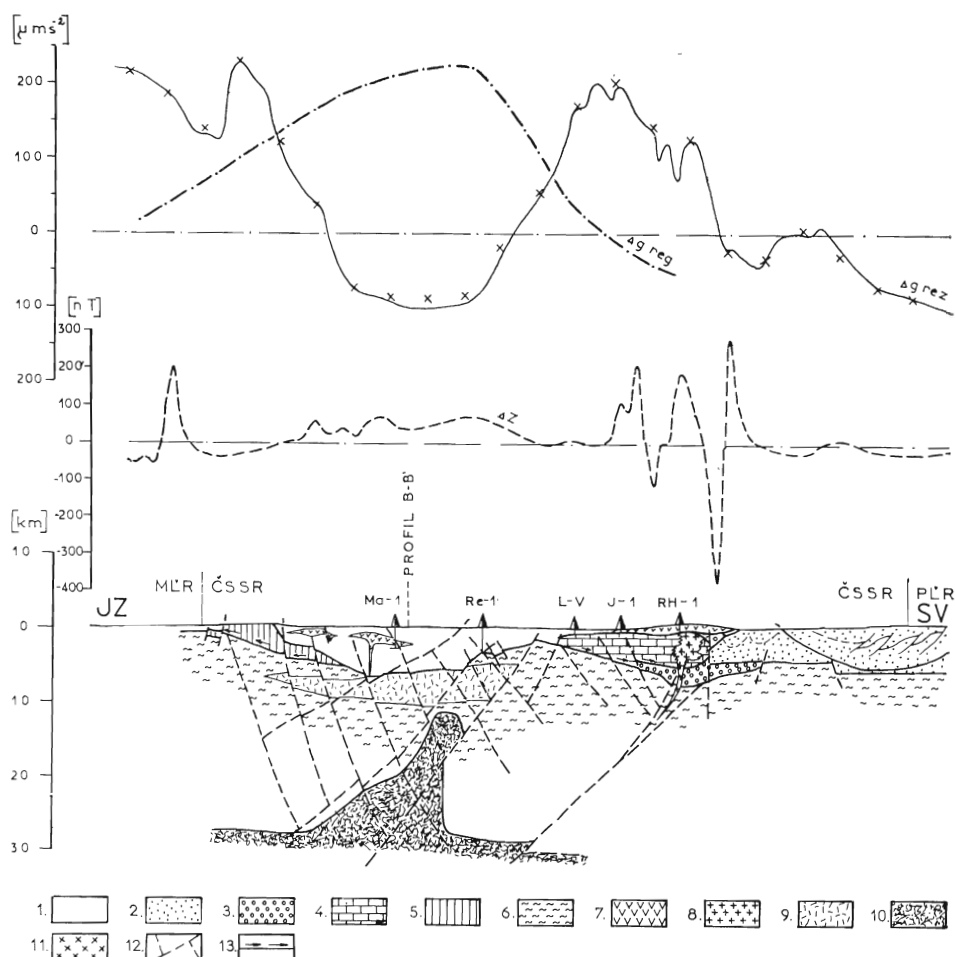
Fig. 7. Structural scheme of the pre-Cenozoic basement relief compiled from gravimetric and magnetometric data (isohypses in metres). Interpreted basement structures; elevations: A — Zemplín, B — Albinov, C — Herľany, D — Hanušovce, E — Pozdišovce elevation, depressions: a — Prešov, b — Vranov, c — Sečovce, d — the central graben with the transversal trough, e — Myšľa depression

výraznými magnetickými anomáliami. Na zostavenie mapy reliéfu predterciérneho podložia sme použili aj výsledky reflexných seizmických meraní a magnetometrie, ktoré poskytujú dobré informácie o mocnosti neogénneho súvrstvia a pochovaných vulkanických pohorí. Zjednodušená geologická interpretácia na dvoch kolmých geofyzikálnych profiloch (obr. 8 a 9) ukazuje vzťah povrchových jednotiek k predpokladaným anomálnym vrchnoplášťovým hmotám. Z obr. 8 je zrejmé, že diapiricky vystúpená hmota sa vo svojej najvyššej polohe nachádzala len niekoľko km pod povrchom (6—7 km), čo je v súlade so zistenou hĺbkou kozubov pod niektorými súčasnými vulkánmi (G. Newall — N. Rast 1970, I. V. Lučickij 1971, G. McDonald 1972).

### Gravitačná tektonika

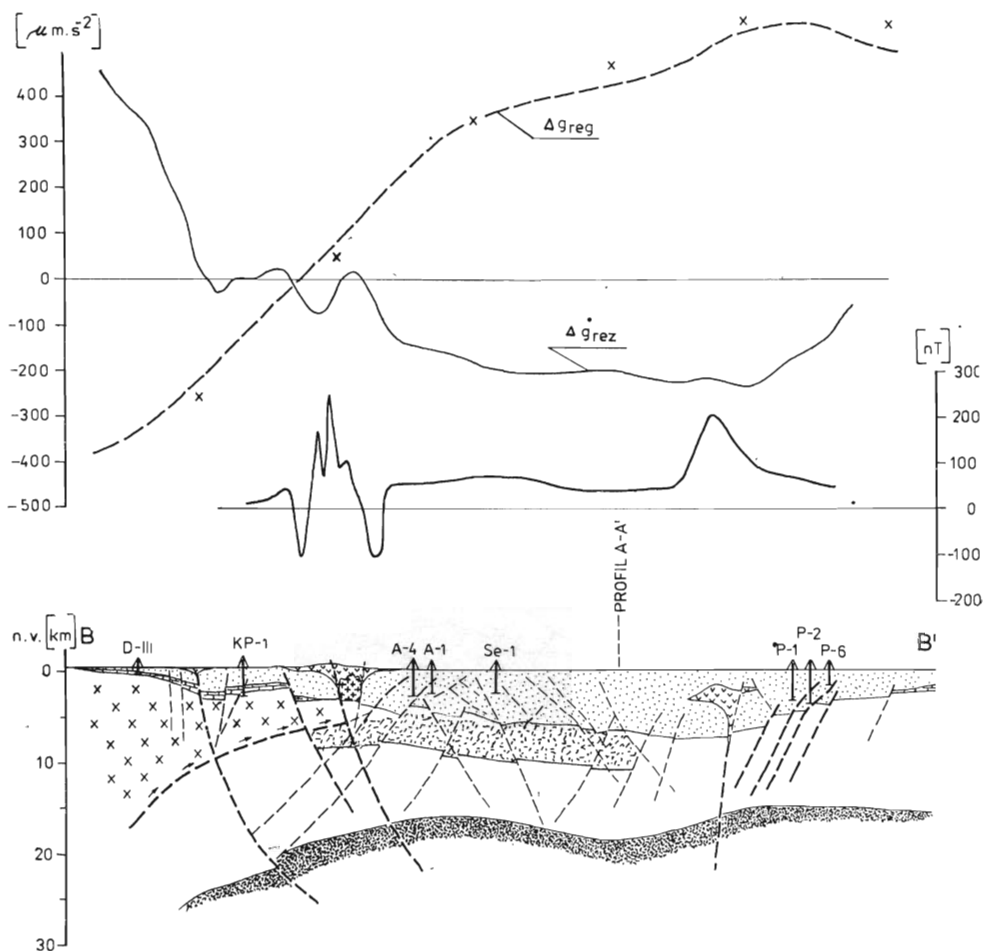
V krátkosti sa zmienime o dôsledkoch diapiricky vystúpenej plášťovej hmoty, a to o laterálnych presunoch blokov vyzdvihnutých diapírom plášťa. Z korelácie tiažových anomálií, z porovnania rozloženia hmoty a tvarov jednotlivých anomálií, ako aj modelu vystupujúcej plášťovej intrúzie možno za dôsledok gravitačných sklzov pokladať uloženie zemplínskeho príkrovu (P. Grcula — K. Együd 1977) a mezozoika humensko-úžhorodského hrastu a jeho juhovýchodnej časti. Tieto najviac sa prejavu-

júce pohyby na SZ kontroluje výrazné priečne ulomenie pozdĺž hranice Sečovce—Michalovce—Vihorlat a na JV zlomový systém, ktorý prebieha v smere od Kráľovského Chlmca na Perečin. Na obr. 8 je oblasť, na ktorej nastalo ulomenie v smere SZ—JV. Rozhranie je na SV od vrtu Rebrín-1. Túto oblasť najviac postihol tlak vyvolaný vystupujúcou hmotou plášťového diapíru. Oživenie tohto zlomu smerom SZ—JV predstavuje močarianske zlomové pásmo, ktorého funkciu v neogéne detailne opísal M. Moravský (1971). Zatiaľ čo sa mezozoikum humensko-úžhorodského hrastu posúvalo vlastnou váhou na SV, paleozoický obal zemplínskeho príkrovu sklzol vo forme niekoľkých šupín na JZ na susednú jednotku. Z obr. 8 vidieť, že na tiažovej krivke sa anomália zemplínskeho príkrovu prejavuje ako „lokálny“ účinok. Ani šupinatost stavby v susednom území zakarpatskej priehlbieniny (V. V. Gluško 1971, V. G. Sviridenko 1976) nevyučuje existenciu a dôsledky gravitačných pohybov. Skĺznuté bloky zároveň tvoria akési tesniace „zátky“, cez ktoré (s výnimkou porušených zón) nenašla vulkanická hmota cestu na povrch. Ale možno očakávať rad vulkanických telies v spodných častiach týchto blokov. Tieto otázky sa v súčasnosti analyzujú a venuje sa im pozornosť pri interpretácii geofyzikálnych podkladov v oblasti východoslovenského neogénu.



Obr. 8. Geologicko-geofyzikálny interpretačný profil A—A'. Vysvetlivky: 1 — molasa ( $2,0\text{--}2,6 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 2 — hustotne nediferencované jednotky flyšu ( $2,55 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 3 — bradové pásmo ( $2,6 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 4 — jednotka mezozoika Humenských vrchov ( $2,7\text{--}2,8 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 5 — paleozoikum zemplínskeho príkrovu ( $2,7 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 6 — nerozlíšené podložie ( $2,7 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 7 — neovulkanity ( $2,2\text{--}2,6 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 8 — intruzívny komplex (dioritový porfyrít) ( $2,7\text{--}2,8 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 9 — magnetické prostredie, 10 — sv. plášťové hmoty ( $+ 0,3 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 11 — predpokladané granitoidy ( $2,6 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 12 — predpokladané poruchové systémy, 13 — sklzová (násunová) plocha

Fig. 8. Geological and geophysical interpretative profile A—A'. Explanations: 1 — molasse (average density of  $2.0\text{--}2.6 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 2 — flysch units with undifferentiated densities ( $2.55 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 3 — the Klippen belt ( $2.6 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 4 — Mesozoic unit of the Humenné — Uzhorod horst ( $2.7\text{--}2.8 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 5 — Paleozoic of the Zemplín nappe ( $2.7 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 6 — undifferentiated basement ( $2.7 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 7 — neovolcanite ( $2.2\text{--}2.6 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 8 — intrusive unit of diorite porphyrite ( $2.7\text{--}2.8 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 9 — magnetic environment, 10 — the upper mantle material ( $+ 0.3 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 11 — supposed granulites ( $2.6 \text{ kgdm}^{-3}$ ), 12 — supposed fault system, 13 — sliding (upthrusting) surface



Obr. 9. Geologicko-geofyzikálny interpretačný profil B—B'. Vysvetlivky rovnaké ako pri obr. 8.

Fig. 9. Geological and geophysical interpretative profile B—B'. Explanations as in Fig. 8

## Záver

Zistenie regionálneho účinku vo východoslovenskom neogéne dáva možnosť využiť tiažové údaje na riešenie niekoľkých problémov, najmä na spresnenie priebehu predterciérneho reliéfu. Deformu-

júci efekt, ktorý sa nepriaznivo odrážal v kvantitatívnej interpretácii tiažových anomálií, má svoje opodstatnenie v hlbších častiach kôry a pravdepodobne ho vyvolala plášťová intrúzia. Veľmi závažné výsledky z hľadiska rozmiestnenia, časového rozpätia vývoja možného

diapíru plášťa a jeho vplyv na formovanie karpatského oblúka podľa A. R. Crawford (1977), ktorý porušenie celej zóny medzi Českým a Dobruďským masívom pokladá za jeho dôsledok. O opodstatnenosti tohto náhľadu svedčí aj inverzia tiažového poľa v rade neogénnych panví po obvode panónskeho bloku. Ako príklad sme uviedli regionálnu anomáliu z východoslovenskej neogénnej panvy i s jej alternatívnou interpretáciou. O tom, že nejde o jediný anomálny prejav v Západných Karpatoch, svedčia výsledky tiažového prieskumu v oblasti Rimavsko-lučeneckej kotliny (J. Bodnár et al. — ústna informácia) i regionálna anomália v „granitovej vrstve“, zistená v Podunajskej ní-

žine (A. Šutor 1971). Pri jednotlivých anomáliách môže ísť o rozličné časové obdobie ich vzniku, ako o tom svedčí aj rozličná orientácia osí jednotlivých anomálií (obr. 6).

Predložená analýza tiažového poľa vo východoslovenskom neogéne sa vykonala mimo projektovanej úlohy a obsahuje poznatky, ktoré sme získali analýzou všetkých údajov v tomto regióne. Pokladáme za nevyhnutné nové poznatky zverejniť, lebo dávajú možnosť vysvetliť rad problémov a nejasností spätých s vývojom štruktúrnotektonického plánu územia, rozšírení stratigrafických súvrství a vulkanizmu v tejto oblasti.

Recenzoval J. Plančár, R. Rudínek

## LITERATÚRA

- Belousov, V. V. 1975: Osnovy geotektoniki. Moskva, Nedra. 257 s.
- Běhounek, R. 1949: Zpráva o tíhovém průzkumu v oblasti východního Slovenska. *Manuskript — ÚUG Praha*
- Bližkovský, M. 1961: Závěrečná správa o podrobném gravimetrickém průzkumu východoslovenského neogénu v r. 1960. *Manuskript — ČND Hodonín*.
- Boccaletti, M. — Horváth, F. — Loddo, M. — Mongelli, F. — Stegena, L. 1976: The Thyrrenian and Pannonian basins: A Comparison of two mediterranean interarc basins. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 35, pp. 45—69.
- Crawford, A. R. 1977: Danubian deviations and mantle diapirism: a possible origin of the Carpathian. *Arc. Geol. Mag.*, 114 (2), pp. 115—125.
- Čverčko, J. 1977: Zlomý vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektonogenetický vývoj. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*. 122 s.
- Gluško, V. V. 1971: Geologičeskoje strojenije i gorjuščije iskopajemyje Ukrain-skich Karpat. Moskva, Nedra. 389 s.
- Grecula, P. — Kaličiak, M. — Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 9, s. 419—448.
- Grecula, P. — Együd, K. 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia slov.*, 9, s. 449—462.
- Ibrmajer, J. 1954: Gravimetričeskaja razvedka jugovostočnoj Slovackoj vpadiny. *Stud. geophys. geod.* 1957, 1/2, s. 233—242.

- De Jong, K. A. — Scholten, R. 1973: Gravity and tectonics. *New York, S. Wiley and Sons.* 502 p.
- Kvitkovič, J. — Plančár, J. 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. *Geogr. čas. Slov. akad. vied*, 29, s. 239—253.
- Lučickij, I. V. 1971: Osnovy paleovulkanologii. Tom 1, 2. *Moskva, Nauka.*
- Marušiak, I. — Lizoň, I. 1976: Geotermické pole Záp. Karpát. *Záp. Karpaty, sér. geol.*, 1, s. 181—206.
- Mc Donald, G. A. 1972: Volcanoes, Prentice — Hall, Ing. Englewood cliffs. *New Jersey. Preklad Moskva, Mir* 1975. 430 s.
- Newal, G. — Rast, N. 1970: Mechanism of Igneous Intrusion. *Callery press, Liperpool. Preklad Moskva, Mir*, 1972. 315 s.
- Ostafijčuk, I. M. — Moľavko, V. G. — Gasanov, J. L. 1977: Sravnitel'naja charakteristika vulkanizma zon pripanenskogo i zakarpatskogo glubinnych zlomov (Sovetskoje Zakarpate). *Geol. Ž.*, 37, vyp. 1, s. 110—120.
- Ramberg, M. — Sjöström, H. 1973: Experimental geodynamic models relating to continental drift and orogenesis. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 19, pp 105—132.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1972: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 53, s. 145—155.
- Slávik, J. 1975: Zemplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 65, s. 7—19.
- Sobakar, G. T. — Somov, V. I. — Kuznecova, V. G. 1975: Sovremennaja dinamika i struktura zemskoj kory Karpat i prilagajuščich teritorii. *Kiev, Naukovaja dumka*. 63 s.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia zakarpatskej prehlbeniny. *Mineralia slov.*, 8, s. 395—406.
- Šutor, A. — Čekan, V. 1965: Regionálny gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. *Sbor. geol. věd. Ř. UG*, 4, s. 35—55.
- Šutor, A. 1970: Geofyzikální výzkum vídeňské a podunajské pánve. [*Kand. dizert. práce.*] *Manuskript — Geofyzika Brno*. 124 s.
- Válek, R. 1969: Gravimetrie, Sv. III. *Praha, SPN*, 307 s.
- Vass, D. 1976: Genéza vnútromolasových panví Záp. Karpát z hľadiska dirigujúcej funkcie plášťa pri vývoji zemskej kôry. *Sympózium Globálna tektonika. Smolenice, Bratislava, SAV*, s. 111—117.
- Zeman, J. 1977: Prognóza rozšíření uhlonosního karbonu pod vnějším flyšem Záp. Karpát. *Geol. průzk.*, 19, č. 12, s. 353—357.

## Interpretation of the gravity field in the East Slovakian Neogene area

LUBOMIL POSPÍŠIL

It is the peculiarity of Neogene basins situated along the inner side of the Carpathians that inversions of the gravity field occur on their territory when comparing results with ascertained depths of their basement. Values of gra-

vimetric anomalies gradually increase with growing depths of the basement. The feature points to the presence of such masses in the basinal basement which played substantial role at the time of their foundation and considerably

influenced the development of such molasse basins. One of this basins is the East Slovakian Neogene area.

An analysis of geophysical data, mainly of gravimetry and of magnetometry, allowed to deduce the main deforming effect represented by a positive regional gravimetric anomaly (Fig. 2). The relative anomaly attains a value of  $300 \mu\text{ms}^{-2}$  with axis of NW—SE orientation. It is very difficult to explain the source for such a regional anomaly without complementary data from deep seismic sounding (DSS). However, DSS results along the international profile No III may be also partly used.

Informations about the depth of the Moho were deduced from these DSS data for the Pannonian block and the bordering Carpathians. Data were already interpreted by several authors (lastly by F. Horváth in M. Boccaletti et al. 1976). Results point also to the presence of several seismic interfaces within the Peripannonian deep-seated fault zone but continuations beyond this zone have been not proved.

Further geophysical data gave evidences that the whole territory concerned appears as anomalous when compared with its surroundings. Also the ascertained data of heat flow (I. Marušiak — I. Lizoň 1976) range the East Slovakian Neogene area among thermally most active regions of the Western Carpathians. Heat-flow values increase to  $108.9\text{--}117.2 \text{ mWm}^{-2}$  in the area between the Vihorlat and Gutin Mts. range and the Hungarian lowland (G. T. Sobakov et al. 1975). An attenuated crust of 25 km thickness approximately and a minimum thickness of basalt layer (6 to 9 km) are peculiar for the territory. Well expressed seismotectonic belts comprise shallow seismic foci here (G. T. Sobakov et al. 1975, J. Kvitkovič — J. Plančár 1977, Fig. 3) and intense neotectonic movements complete the high recent mobility of the area.

Volcanoplutonic edifices originated during the Neogene are peculiar for the area as well. These edifices appear by specific patterns in both gravimetric and

magnetometric maps being located on intersections of longitudinal and transversal fault systems of regional importance.

The interpretation of the ascertained regional gravity anomaly started from an analysis of gravimetric and magnetometric data. Results of seismic measurements as well as other available geophysical data were used, too. Even new geological informations from the East Slovakian Neogene area (R. Rudinec — J. Slávik 1970, V. V. Glushko 1971, J. Slávik 1975, V. G. Sviridenko 1976, D. Vass 1976, J. Čverčenko 1977, P. Grecula et al. 1977 and P. Grecula — K. Együd 1977) were utilized.

The regional gravity anomaly may be interpreted as the influence of a partial mantle diapir. The diapiric uprise occurred to lower crustal levels along deep-seated faults or on intersections with further fault systems. The diapiric mass has a rough NW—SE orientation here and it acted as reservoir (magmatic chamber) for volcanic masses erupted during the Neogene. Reasons for such interpretation are introduced further.

Available DSS data point to the minimal thickness of the basalt layer on the territory of the Pannonian block. The gravity effect of a source located in 10—25 km depth interval (i. e. between the Moho and the sedimentary layer) points to its origin from upper mantle material rising along deep-seated faults if one considers the regional extent of the anomaly. Also the interpretation of the anomaly along its axis (Fig. 4) points to such source. The Peripannonian deep-seated fault (V. V. Glushko 1971, V. G. Sviridenko 1976, I. M. Ostafiychuk et al. 1977) may have served for such purposes. Its continuation is to be searched below the Klippen belt and the Carpathian flysch towards the lineament limiting the Upper Silesian block from the E (J. Zeman 1977). J. R. Crawford (1977) assumes this hypothetical interface, which is identical with the boundary between the Bohemian and Dobrudzha massifs, to represent the NE limit of diapirism within

the Pannonian block. According to D. Vass (1976), the East Slovakian Neogene basin originated on the periphery of a mantle diapir. However, the basin is located quite above the mentioned regional gravity anomaly. The basin may have originated by activity of a partial mantle diapir which simultaneously caused the volcanic activity in the area. Interpreted source models for the regional anomaly point to the possibility of such explanation (Fig. 4). These sources are irregular bodies with a differential density of  $+0.2-0.3 \text{ kgdm}^{-3}$  having their upper limit at 11 km depth and of elongated shape (about 60 km long) in NW—SE direction.

Geophysical data do not allow to assume the age of the anomalous body. But if one starts from supposed velocities of uprising mantle diapir assuming episodic uprise as well (e. g. W. Jacoby in K. de Jong — R. Scholten 1973), and as the main volcanic activity is considered to occur in the Miocene, the beginning of the diapiric uprise may be ascribed to influence of some pre-Miocene phase of folding and most probably already to Upper Cretaceous processes. The most intense movements and deformations of pre-Cenozoic units in the Carpathians are related to Upper Cretaceous processes. Then, probably, the ascending mantle material influenced the whole area of the recent Pannonian block and the deep-seated faults bordering it.

After a state of rest and decreased tectonic activity when differentiation and "freezing" of the mantle material occurred, the uprise continued along deep-seated fault zones and also in other parts of the Pannonian block. Crustal portions above partial diapirs became elevated due to the activity of rising masses. Such relative and local uparchings were evidently responsible as a source of movements during folding phases of Upper Paleogene age and caused disintegration of the whole territory into a mosaic of elevated and descended block units. Within the flysch belt, movements caused lateral compression and sliding of flysch units

towards the N—NE. Simultaneous movements may have tore away blocks from apical parts of the partial diapir which slid by gravity induced movements toward the periphery (the Zemplín nappe and the SW portion of the Humenné—Uzhgorod Mesozoic). The last period of activity related to the partial diapir appeared during the Miocene. Then an intensive volcanic activity started and it has been accomplished by subsequent cooling of the deep magmatic chamber. Its cooling and the related contraction induced considerable subsidences and collapses of volcanic centres in the area. Caused by these processes, the pre-Neogene relief in the basement descended to considerable depths and disintegrated.

The area of the Pannonian block and the central part of the Transylvanian basin are considered as the main areas of diapirism within the Carpathians (A. R. Crawford 1977) where several lineaments, assumed also as plate boundaries, intersect. Therefore a supposed migration of the mantle material from the S or SE agrees well with the migration of eruption centres during the volcanic activity. The volcanism migrated roughly from the central massif towards the fold system of the original geosyncline.

### The relief of the pre-Cenozoic basement

In the model relief of the pre-Cenozoic basement obtained from gravity anomalies when separating the regional effect induced by the mantle diapir, a central graben structure appears with a transversal trough SE from Malčice (Fig. 7). The longitudinal graben continues beneath the Slanské vrchy Mts. towards Prešov. Stratovolcanic edifices near Malčice, Beša and Vojany along the graben are indicated by gradients on a transversal trough but they are indicated by pronounced magnetic anomalies as well. Also the results of reflection seismic measurements and that of magnetometry were used for a relief map of the basement. These data yielded well



utilizable indications on the thicknesses of basin filling and on the shape and extent of buried volcanic bodies among sediments. The geological interpretation (Figs. 8, 9) shows relations of surficial units with the anomalous mass ascended. According to Fig. 8, diapiric masses reached only to some kilometres below the surface (6 to 7) and this depth agrees well also with assumed depths of magmatic chambers beneath some contemporaneous volcanoes (G. Newall — N. Rast 1970, I. V. Luchitskiy 1971, G. McDonald 1972).

### **The appearance of volcanoplutonic edifices in geophysical fields**

An extensive geophysical investigation led to the discovery of several volcanoplutonic edifices where intrusions reached subvolcanic levels in the Slanské vrchy Mts. and Vihorlat Mts. area (Fig. 2). It appeared that such volcanoplutonic edifices are well expressed in areal magnetometric and gravimetric maps. According to the knowledge deduced from results of geological and geophysical investigations (P. Grecula et al. 1977), the location of volcanoplutonic edifices along belts of maximal mobility in the area is assumed. It is supposed that one of conditions for the location of uprising eruptive masses is the presence of tectonic junctions on intersections of fault belts having NW—SE and SW—NE orientations (Fig. 2). Majority of volcanic centres in Eastern Slovakia and in the neighbour Soviet and Hungarian territory occurs along the periphery of supposed diapiric uprise of the mantle material. Volcanic masses utilized probably the belts of tensional dislocations originated as a consequence of diapiric uprise (J. Roberts in G. Newall — N. Rast 1970). Such dislocations joined well expressed regional fault belts of the area and at places of tectonic junctions the volcanic masses reached the surface. Therefore volcanic masses and related subvolcanic intrusions may be assumed as part of differentiates from secondary magmatic chambers.

The peculiar geophysical field of the Makovica volcanoplutonic edifice may serve as explanation for such idea (Figs. 5, 6).

### **The gravitational tectonics**

A short mention should be deserved to consequences of the diapirism in lateral movements of blocks formerly elevated by uprising mantle masses. Experiments stimulating gravitational forces in the crust (e. g. M. Ramberg — H. Sjöström 1973) point to the immediate generation of a nappe structure when equilibrium failure occurs due to a gravitationally unbalanced system (V. Škvor — J. Zeman 1976). Hence, the assumed diapirism had to cause gravitational sliding of partial units. From correlations of single anomalies but also from the distribution of masses and assumed shapes satisfying the model of ascending mantle diapir, the emplacement of the Zemplín nappe (P. Grecula — K. Együd 1977) and of the SW portion of Mesozoic within the Humenné—Uzhgorod horst may be explained due to gravitational sliding. These most pronounced movements are limited to the NW by a well expressed transversal fault between Sečovce — Michalovce — the Vihorlat Mts. For the SE limitation, the fault system between Kráľovský Chlmec and Perečín seems to be responsible as well. A geophysical interface of NW—SE course appearing northeastward from Rebrín-1 drilling (the Močarany fault belt) occurs at places where the most intensive compressions concentrated owing the rised diapir. While Mesozoic rocks in the Humenné — Uzhgorod range moved due to their own weight towards NE, the Zemplín nappe slid in several slices towards SE (Fig. 8). Recently, the Zemplín nappe appears in the gravitation curve as a local anomaly. The imbricated edifice within the Transcarpathian depression basement (V. V. Glushko 1971, V. G. Šviridenko 1976) may be accounted for gravitative movements in the time of generation. The slid nappe blocks

created some kinds of "plugs" across which volcanic masses could not have reach the surface (except for crushed belts). A set of intrusive volcanic bodies may be expected in lower levels of such blocks.

## Conclusions

The paper introduces such a crustal model where the internal structure has been induced by an ascending mantle diapir into upper crustal portions. The model is based mainly on theories of magma intrusion (J. Roberts — N. Rast in G. Newall — N. Rast 1970, G. McDonald 1972, M. Ramberg in K. de Jong — R. Scholten 1973, V. V. Belousov 1975 a. o.).

The size of anomalous masses, their probable stadal development and relations to volcanism and tectonics give explanation to some different views on the East Slovakian basin genesis (D. Vass 1976, J. Čverčko 1977). The determination of regional mass effect within the East Slovakian Neogene area allows to utilize gravimetric data also for further interpretations

mainly in more detailed scale. This concerns mainly the accuration of the pre-Cenozoic basement relief. The unfavourable deforming effect, which did not allow until a quantitative interpretation of gravity anomalies, has its source in deeper crustal level being probably caused by diapiric mantle mass uprise. According to A. R. Crawford (1977), the whole disturbed belt between the Bohemian and Dobruďzha massifs generated by the action of mantle diapirism. The existence of inversed gravity fields over a set of Neogene basins along the margin of the Pannorian block justifies this viewpoint as well. The regional anomaly in the East Slovakian basin may serve as an example. This anomaly is by no means the sole one within the Western Carpathians and similar features appear from gravimetric researches of the Rimava — Lučenec basin and from the presence of a regional anomaly in the "granite layer" of the Danube lowland area (A. Šutor 1971). Single anomalous masses may have generated, however, in different times as their longitudinal axes have also different orientations.

*Preložil I. Varga*

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

**M. Mišík: Predkvartérne sintre (speleotémy) a fosílné zvetrávacie kôry typu caliche (calcrete) v Západných Karpatoch (Bratislava 20. 3. 1980)**

V Malých Karpatoch sa na lokalitách Dúbravka, Devín, Záhorská Bystrica a Rochožník zistili spodnobádenské speleotémy (sintre) vrátane stalaktitov, drapérií, hrachovcov atď. Ich datovanie je založené na vzťahu k transgresným vrchnobádenským sedimentom (stopy vŕtavcov v sintroch obnažených v niekdajšom pobrežnom zrube, staršia výplň v neptunických dajkách s vrchnobádenským pieskom, valúny sintrov v transgresných zlepenkoch). Najstaršími speleotémami zo Slovenska sú valúny sintrov z kriedovej pieninskej kordiléry.

Na lokalite Dúbravka a Devín sú aj zvetrávacie kôry typu calcrete (caliche), ktoré vznikli v semiaridnom prostredí na obnaženom vápencovom substráte v bádene. Fosílné kôry calcrete vznikali aj v turóne — spodnom senóne na vápencoch v oblasti Dobšinskej ľadovej jaskyne. Doteraz jediný prípad týchto kôr z karbónu je z lokality Ochtiná, kde obsahujú typické vadózne pízolity a sú dôkazom dočasného vynorenia sa biohermy.

## Štúdium sekundárneho geochemického poľa cínového ložiska Hnilec korelačnou analý- zou

MARTIN RADVANEC\*, IVAN MATULA\*, JÁN BARAN\*\*

\* Geologický prieskum, 052 40 Spišská Nová Ves,

\*\* Slovenský banský úrad, 800 00 Bratislava

(7 obr. v texte)

Doručené 20. 6. 1979

**Некоторые сведения полученные при изучении вторичного  
геохимического поля месторождения олова Гнилец-корреля-  
ционным анализом.**

В 809-ти анализах металлометрических образцов была определена в участках месторождения Гнилец в кровле с минерализацией олова и корреляционная зависимость олова на меди, свинце, боре, цинке, никле и кобальте. На основании изучения этих зависимостей по отношению к минерализации высказываются заключения с указаниями на возможность использования некоторых отношений для поисковых целей.

**Investigation of the secondary geochemical field of the Hnilec  
tin deposit using correlation analysis (Spišsko-gemerské rudohor-  
ie Mts., Eastern Slovakia)**

Correlations of element pairs Sn/Cu, B, Pb, Zn, Ni and Co have been investigated in soil samples using computer technique. A total amount of 809 samples revealed correlations in the  $-1 - 0 - +1$  range. Best results yielded relations of tin to copper contents in soil samples. Other data on correlation allow to apply the described methodics for several prospection purposes and also for some genetic interpretations.

Interpretáciou pôdnej metalometrie v oblasti gemeridných granitov v Spišsko-gemerskom rudohorí zisťoval J. Baran (1971) významné cínové anomálie. Následný prieskum

lokality Hnilec—Medvedí potok potvrdil priemyselne významný primárny zdroj cínu viažúci sa na intrúziu hnileckého granitu.

Počas geologického prieskumu

uvedenej lokality sme sa popri riešení vzťahov a distribúcie prvkov v primárnej aureole — primárnom geochemickom poli — pokúsili prehodnotiť aj výsledky pôdnej metalometrie, a tak dokumentovať, resp. využiť vzťahy prvkov v sekundárnej aureole na prospekčné účely v ďalších oblastiach Spišsko-gemerského rudohoria. Na štúdium sme použili korelačnú analýzu.

### Metodický prístup

Metalometrické vzorky sme odobrali z profilov z hĺbky okolo 60 cm pod povrchom sondovacou tyčou. Váha vzorky bola cca 150—200 g. Vzdialenosť odberov vzoriek v profiloch bola 20, miestami 50 m. Na analýzu sme použili spektrálnu analýzu, metódu stupnice SPD. Podmienky: spektrograf PGS-2, štrbina 0,008 mm, zdroj striedavý oblúk, intenzita prúdu 6 A, spektrálne dosky Orwo-WU-2.

Korelačné vzťahy sme študovali na detaile vybraných pôdnych profilov v oblasti západne od obce Hnilec v zónach maximálneho vývinu cínovej mineralizácie.

Na tento účel sme použili vzorky profilov V-D, V-E, V-H, VI-H,

VI-M, VI-D, VI-C a VI-G. Geologické pomery a dislokácia profilov sú na obr. 1.

Celkove sme použili štatistický súbor 809 analýz s týmito analyzovanými prvkami: Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Ag, Sn, Bi, B, Mo, Li. Súbor sme počas spracovania delili na menšie súbory v každom profile, a to podľa podkladových primárnych hornín. Pôdu sme diferencovali podľa geologickej mapy E. Drnčíka a B. Kusáka (1975) podľa hornín: diabázy, kvarcitické fylity, jemnozrnný a strednozrnný granit, porfyroidy. Pre každý takto delený štatistický súbor v profile, ktorý splňal kritérium početnosti, t. j. minimálne 30 vzoriek, sa počítali koeficienty korelácie.

Na výpočet sa použil počítač VŠT v Košiciach M 6000 a program Kor00.

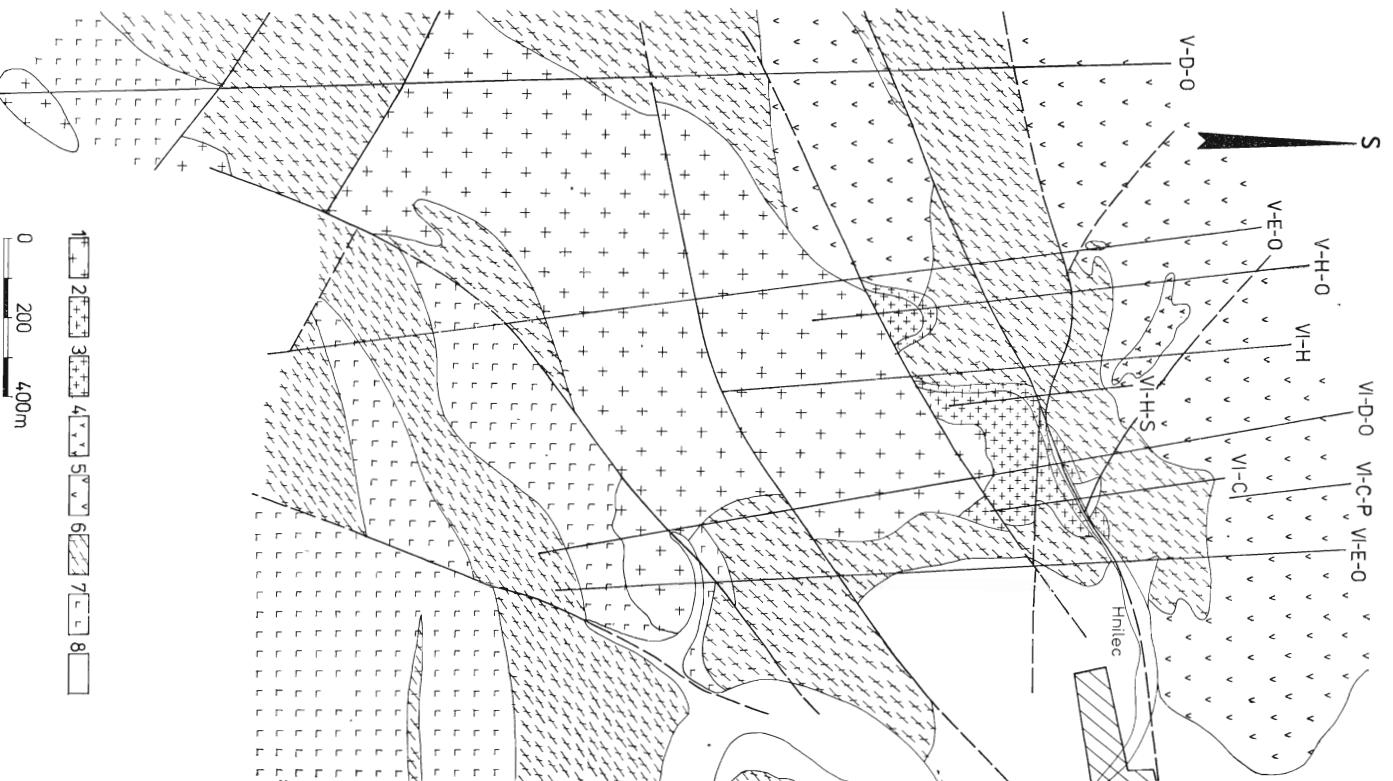
Hodnoty koeficientov korelácie sme zaraďovali do stupňov podľa významnosti.

Zakreslením stupňov korelácie v rozpätí od 0 do 4 a od 0 — —4 do geologického podkladu sme dostali grafické znázornenie zmeny stupňov korelácií v priestore ložiska Hnilec. Zvolený postup možno nazvať korelačným trendom bez použitia in-



Obr. 1. Geologická mapa lokality Hnilec a dislokácia profilov. Vysvetlivky: 1 — hrubozrnný granit, 2 — strednozrnný granit, 3 — greizenizované aplitické granity, 4 — gabbroamfibolity, 5 — horniny bázičného vulkanizmu (diabázy), 6 — fylity, 7 — kremenité porfýry, porfyroidy, 8 — alúvium

Fig. 1. Geological map of the Hnilec locality with sites of geochemical sampling along profiles. Explanations: 1 — coarse grained granite, 2 — medium grained granite, 3 — greisenized aplitic granite, 4 — gabbroamphibolite, 5 — diabase, 6 — phyllite, 7 — quartz porphyry to porphyroid, 8 — alluvium



| Hodnota korelácie |         | Stupeň korelácie    | Označenie |
|-------------------|---------|---------------------|-----------|
| 0—0,3             | kladný  | nízky stupeň        | 0         |
| 0,3—0,5           |         | mierny stupeň       | 1         |
| 0,5—0,7           |         | význačný stupeň     | 2         |
| 0,7—0,9           |         | vysoký stupeň       | 3         |
| 0,9—1             |         | veľmi vysoký stupeň | 4         |
| 0—(—0,3)          | záporný | nízky stupeň        | 0         |
| —0,3—(—0,5)       |         | mierny stupeň       | —1        |
| —0,5—(—0,7)       |         | význačný stupeň     | —2        |
| —0,7—(—0,9)       |         | vysoký stupeň       | —3        |
| —0,9—(—1)         |         | veľmi vysoký stupeň | —4        |

Delenie na medzistupne je podľa V. Sattrana — B. Soukupa (1973).

terpolácie. Interpoláciu nedovolili vykonať rozličné komplexy hornín, podľa ktorých sa členenie robilo. V tom je odlišnosť od interpretácie plošnej korelácie P. Rybára — R. Ďuďu (1979) z lokality Zlatá Baňa, kde geologické pomery, pretože ide o jeden komplex andezitických hornín, dovoľujú použiť interpoláciu stupňov korelácie.

Zistené stupne korelácie sme zanesli do profilov, resp. celej plochy študovanej oblasti (obr. 2—7), a v komparácii so súčasnými poznatkami geológie a distribúcie prvkov v primárnom geochemickom poli (na základe kvantitatívnych analýz) sme interpretovali významnosti vzájomných vzťahov prvkov aj v pôdnej aureole a urobili závery.

$$r_{xy} = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_{xx} \cdot S_{yy}}}$$

kde  $r_{xy}$  = koeficient korelácie medzi prvkami  $x$  a  $y$ ;  $S_{xy}$  = súčet súčinov odchýlok od strednej hodnoty.

$$S_{xy} = \sum_i (x_i - z)(y_i - q)$$

$x_i$  — hodnota obsahu prvku ( $i$ -i vzorky),  $z$  — stredná hodnota obsahu prvku  $x$  (aritmetický priemer pre  $n \geq 30$ ),  $q$  — stredná hodnota obsahu prvku  $y$ ,  $n$  — počet vzoriek

$$S_{xx} = \sum_i (x_i - z)^2$$

$S_{xx}$  = súčet štvorcov odchýlok od strednej hodnoty

$$S_{yy} = \sum_i (y_i - q)^2$$

$S_{yy}$  = súčet štvorcov odchýlok od strednej hodnoty.

## Matematický model riešenia

Koeficient korelácie v programe Kor00 sa počítal podľa vzťahov

Program vypočítava dve lineárne regresné funkcie pre dané korelač-

né pole. V prvom prípade berieme za nezávislú premennú  $x$ -ovú súradnicu a za závislú premennú  $y$ -ovú súradnicu. Lineárnu regresiu vypočítame podľa vzorca

$$y = bx + a$$

kde  $b = \frac{S_{xy}}{S_{xx}}$  je koeficient regresie,

$a$  je konštanta

Ďalej pokladáme súradnicu  $y$  za závislú premennú a  $x$  za nezávislú premennú. Potom

$$x = by + a; \quad b = \frac{S_{xy}}{S_{yy}}$$

Hodnota koeficienta korelácie pri obidvoch výpočtoch lineárnych regresii je rovnaká, ale priebeh regresných priamok rozdielny. Každé korelačné pole tvorené dvoma premennými je opísané dvoma lineárnymi regresiami, od ktorých je súčet štvorcov odchýlok najmenší.

Pri korelačnom trende sme pracovali len s číselnou hodnotou korelačného koeficienta. Grafický priebeh regresii nás v korelačných poliach nezaujímal.

Z matematického hľadiska sme pri výpočte párovej lineárnej korelácie nespĺnili jednu podmienku. Semikvantitatívne analýzy v stupnici SPD nie sú spojitou funkciou. Matematika v takomto prípade odporúča výpočet poradového koeficienta korelácie pomocou Spearmanovho koeficienta (C. Schejbal

1976, poradový koeficient korelácie).

Poradový koeficient korelácie sme počítali pre niektoré štatistické súbory (delené podľa pôdy) a zistili sme, že medzi hodnotami párovej lineárnej korelácie a poradovým koeficientom nie sú významné odchýlky. Preto sme pokračovali vo výpočtoch párovou koreláciou stroj-nopočetne.

### Interpretácia výsledkov

Z korelačných vzťahov nás najviac zaujímal vzťah Sn k ostatným analyzovaným prvkom. Zostavili sme preto korelačné mapy Sn — Cu, Sn — B, Sn — Pb, Sn — Zn, Sn — Co, Sn — Ni. Pre malý počet pozitívnych údajov pri Li, Mo, Ag a Bi sme tieto prvky do výpočtu nezahrnuli.

Z grafického zobrazenia trendu *vztahu Sn — Cu* (obr. 2) možno konštatovať:

Produkty bázičného vulkanizmu v okolí ložiska v hypergénnej zóne, charakterizované Sn a Cu, ukazujú, že vzťah medzi prvkami závisí od korelačného stupňa (+3). Ide o vysoký stupeň kladného korelačného koeficienta. Stupeň sa na severnom okraji ložiska v diabázoch v profile V-H zmení z (+3) na nulu, v profiloch VI-H a V-D na (+2), potom v VI-C na nulu a v profile VI-E na (+3).

Medzi hnileckým granitom na severnom okraji a diabázmi vystupuje poloha kvarcitických fylitov,

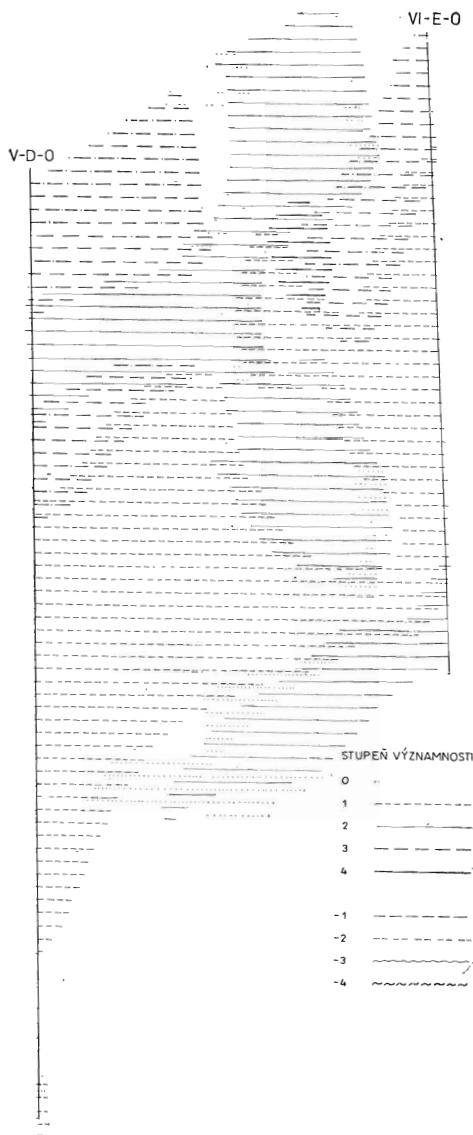
ktoré v profiloch V-D a V-E charakterizuje stupeň (+2). V strednej časti profilov VI-H a VI-E sa mení

na (1). V spodnej časti profilu VI-D majú fylity nízky stupeň, kým v ostatnej časti nadobúda kvarcitický fylit hodnotu (+3). Južne od granitu zase fylity charakterizuje nízky stupeň.

Hnilecký granit sa v hypergénnej zóne prejavuje miernym stupňom (+1). Len v profile VI-H na konci profilu je nulový vzťah. Oblasť jemnozrnných granitov sa prejavuje vysokým stupňom (+3) v profile VI-D a veľmi vysokým stupňom (+4) v profile VI-H.

Profil VI-H prechádza priečne cez arzenopyritovo-kassiteritovú žilu, ktorej východ na povrch sa lokalizoval na základe anomálií cínu ryhou (J. Baran 1971). To značí, že vzťah Sn — Cu v delúviu nad východom žily ovplyvňujú úlomky žilného materiálu a bezprostredné okolie, ktoré tvorí kontaktne metamorfovaný kvarcitický fylit. Z mineralogického štúdia vychodí, že v žile tvorí Sn a Cu spoločný minerál stanín, ale jeho výskyt je sporadický, a preto vysvetliť korelačnú väzbu len prítomnosťou stanínu nemožno.

Zaujímavejší je výskyt chalkopyritu vo väčšom množstve v okolí žily, pričom v samej žile je zastúpený vzácné. Pri tvorbe delúvia sa premiešali úlomky žily s jej bezprostredným okolím, a tak vznikol veľmi vysoký stupeň (4) vzťahu Sn — Cu, pričom v samej žile v banskom diele je nízky stupeň závislosti ( $r = 0,05$  podľa výpočtu z kvantitatívnych analýz vzoriek).



Obr. 2. Plošný korelačný trend Sn—Cu  
Fig. 2. Areal concentration trend of Sn—B pair



Stupeň korelácie medzi Sn — Cu v diabázoch je (+3). Porušenie vysokého stupňa až na nízky vysvetľujeme prínosom Sn vo forme kassiteritu v kontakte diabázov, čo potvrdzuje aj banské dielo pod profilom VI-C. V prostredí kontaktu diabázov a kvarcitických fylitov sa zistila táto asociácia minerálov: kassiterit, turmalín, chalkopyrit, arzenopyrit, pyrotín. Celú zónu pokladáme za produkt prirodzenej geochemickej bariéry, vzniknovej na styku kyslého a bázičného prostredia (kvarcitický fylit a produkt diabázového vulkanizmu).

Nízky stupeň korelácie v hypergénnom prostredí hnileckého granitu odráža situáciu medzi prvkami v malej morfolologickej depresii. Kassiterit ako akcesorický minerál granitu sa v zóne zvetrávania koncentruje v depresiách, čím sa stupeň charakteristický pre granit znížil.

Kontakt kvarcitického fylitu s granitom v južnej časti profilov VI-D, V-D, V-E sa prejavil nízkym stupňom. Štatistický súbor analýz zachytil hypergénnu zónu veľmi intenzívne premenených a turmalinizovaných kvarcitických fylitov. Intenzita kontaktnej premeny sa ešte petrograficky presne nedeterminovala. Zdá sa, že územie napriek tomu, že neindikuje cínové anomálie, je zaujímavé a signalizuje kontakt fylitov s granitmi podobne ako v prípade rozhrania diabázov a kvarcitických fylitov. Terénne, a najmä petrograficky treba túto časť horninových komplexov v profiloch

prehodnotiť.

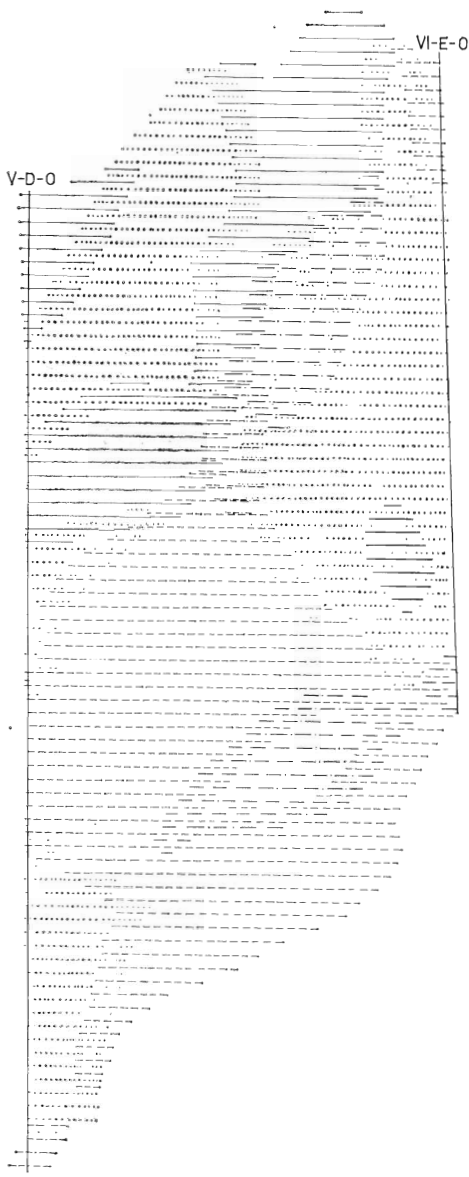
Kvarcitické fylity v blízkosti medzistupňa (+4, oblasť východu žily na povrchu) charakterizuje vysoký stupeň (+3). Zóna zvetrávania obsahuje anomálne koncentrácie cínu, ktorý sa viaže na kontakte kvarcitických fylitov s granitom v kassiterite. Kvarcitické fylity sú intenzívne turmalinizované a silicifikované a vyskytuje sa v nich chalkopyrit. Kontaktné horniny možno z geochemického hľadiska pokladať za prienik dvoch kyslých prostredí s rozličným pH. Granit bol zdrojom tepla a pneumatolytov, ktoré síce difundovali do kyslého prostredia, ale predsa len s nižším pH, čoho výsledkom je kryštalizácia samostatných minerálov Cu.

Bezprostredné okolie ložiska na severnej strane tvorené fylitmi má v hypergénnej zóne vysoký stupeň korelácie (+3). Ide o väzbu Sn — Cu v prostredí kontaktu fylitu s granitom. Korelačný trend Sn—Cu dosť citlivo reaguje na zmeny v kontakte aj v samotnom granite.

*Vzťah Sn — B* (obr. 3) v sekundárnej aureole charakterizuje hnilecký granit mierny (+1) a nízky stupeň korelácie. V jemnozrnnom granite v blízkosti východu ložiska má hodnotu vysokého (+3) stupňa.

Prevažne strednozrnný turmalinický granit sa v západnej časti prejavuje akcesorickým výskytom kassiteritu a rovnomerne vykryštalizovaným turmalínom. Pre vzťah Sn — B je charakteristický mierny stupeň (+1). V severovýchodnej

časti telesa granitu prevažujú jemnozrnnejšie variety s anomálnym



Obr. 3. Plošný korelačný trend Sn—B  
Fig. 3. Areal concentration trend of Sn—B pair

obsahom B viazaného v turmalíne, pričom najväčšie výskyty turmalínu sa viažu na okrajové časti granitu. J. Baran (1971) tu vymedzil aj anomálie Sn. Nízky stupeň korelácie jemnozrnnejších granitov poukazuje na to, že anomálie Sn a B sa v hypergénnych podmienkach nezhodujú.

Oblasť vysokého stupňa korelácie v profiloch VI-H, VI-S, VI-D, VI-C (+3) medzi Sn a B je zrejme výsledkom greizenizácie jemnozrných granitov, keď sa Sn a B mobilizujú v tomto procese až do vysokého stupňa korelácie.

Priestor nad žilou sa prejavuje opäť stupňom (1), čo signalizuje, že procesy greizenizácie a tvorby žily nie sú tie isté. Veľká migračná schopnosť B spôsobuje porušenie stupňa (+2) vzťahu Sn—B v diabázoch a fylitoch. Sulfidická zóna s kassiteritom, opísaná na rozhraní fylitov a diabázov, sa prejavuje opäť nízkym stupňom. Vzťah ju ohraničuje na väčšom priestore, čo možno pripísať migračnej schopnosti bóru.

Pozorovaním v teréne a špeciálnymi prácami treba objasniť záporný vzťah význačného stupňa (—2) v priestore morfolologickej depresie a vysoký kladný stupeň v profile VI-D na styku fylitov s granitom.

Vysoký stupeň (+3) v porfyroidoch je znížený na (+1) na konci profilu VI-D, čo zrejme spôsobilo delúvium s úlomkami turmalínu.

Vzťah Sn — B je zaujímavý naj-

mä v granitoch. Citlivo reaguje na rozličné variety, pokiaľ sú turmalinizované. Veľmi citlivo reaguje na greizenizáciu. Dôležitosť aplikácie vzťahu Sn — B klesá v okolitých horninách telesa, aj keď sa ukazuje, že aj greizenizačné procesy, ktoré postihli okolité horniny — fylity a diabázy (sulfidická zóna s kassiteritom), sa dajú vzťahom Sn — B odlišiť.

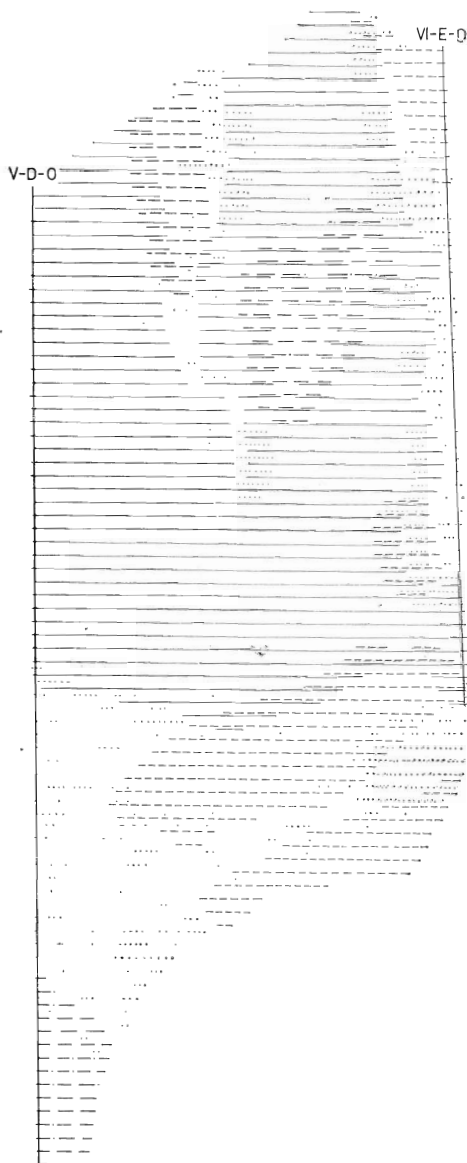
Vzťah Sn — Pb (obr. 4) v grafickom zobrazení okolia ložiska sa prevažne riadi význačným stupňom (+2). Horninové prostredie nerozlišuje. Stupeň korelácie sa z (+2) v hypergénnej zóne jemnozrnných granitov postihnutých greizenizáciou a v hypergénnej zóne kontaktne zmenených fylitov zvyšuje na (+3).

Južnú časť granitu v profile V-D charakterizuje nízky stupeň (0). Vysoký stupeň na konci profilu poukazuje na výraznú zmenu vzťahu Sn — Pb v porfyroidoch. Porfyroidy na kontakte s granitom majú nízky (+1) stupeň korelácie.

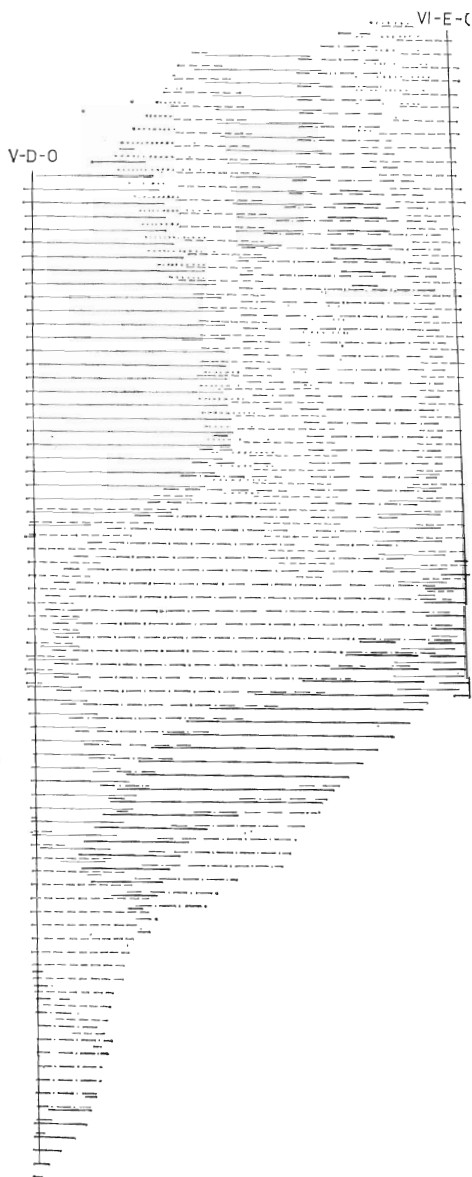
Nízky stupeň korelácie v diabádoch a fylitoch je výsledkom prínosu Sn do ich kontaktu a signalizuje aj mobilitu Pb v takom zmysle, ako sme uviedli pre vzťah Sn — Cu. Mobilnosť Pb sa najviac prejavila v diabázoch profilu V-D, kde sa vzťah Sn — Pb dostáva do mierneho záporného korelačného stupňa (—1).

Priemerný obsah Pb v diabázoch sa na lokalite pohybuje okolo 11 ppm, v kvarcitoch okolo 10 ppm

a v žule 6 ppm. Pb je teda prvok, ktorého pôvod možno hľadať v okol-

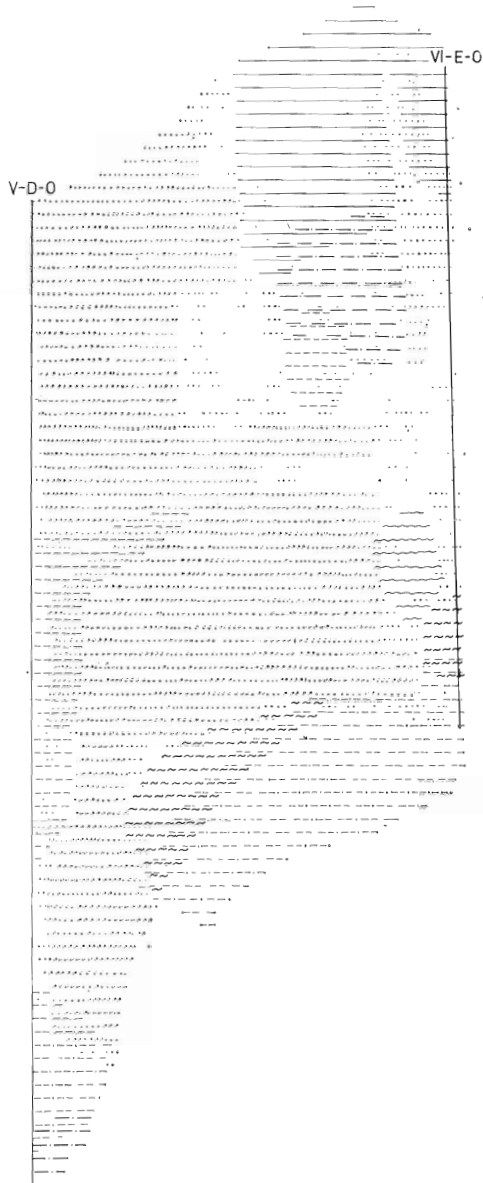


Obr. 4. Plošný korelačný trend Sn—Pb  
Fig. 4. Areal concentration trend of Sn—Pb pair



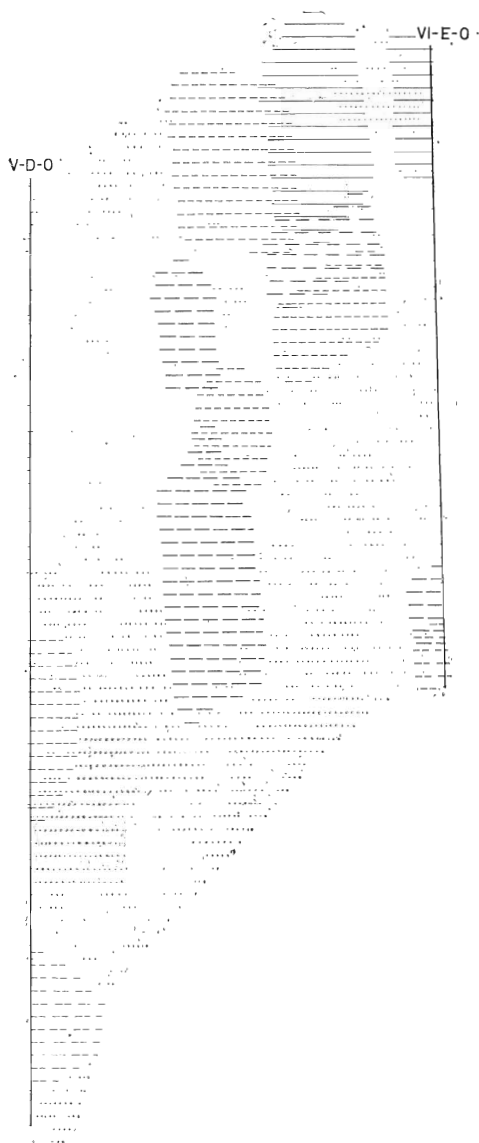
Obr. 5. Plošný korelačný trend Sn—Zn  
Fig. 5. Areal concentration trend of Sn—Zn pair

ných horninách, pod vplyvom veľ-  
kého kontaktného účinku sa dostá-



Obr. 6. Plošný korelačný trend Sn—Ni  
Fig. 6. Areal concentration trend of Sn—Ni pair

va podobne ako Cu do mobility a  
v redukčnejšom prostredí vzácne



Obr. 7. Plošný korelačný trend Sn—Co  
Fig. 7. Areal concentration trend of Sn—Co pair

kryštalizuje ako jemnozrnný sírnik galenit s ostatnými sulfidmi.

Vzťah Sn — Pb na horninové prostredie nereaguje tak citlivo, ale potvrdzuje to, čo sme konštatovali z korelácií Sn — Cu. Lenže z toho nevychodí, že závislosť Sn — Pb netreba sledovať, pretože korelačný trend dáva do vzťahu prvok okoliť horniny s prvkom intrúzie.

Pri sledovaní vzťahu Sn — Zn (obr. 5) sa ukazuje, že aj zinok má pôvod v okolitých horninách (diabázy a fylity majú priemerný obsah 75 ppm, žula 10 ppm). Je ešte menej mobilný ako Pb, preto vo vzťahu s Sn nepriniesol očakávané výsledky. Je možné, že tu hrá úlohu aj menšia citlivosť použitej analytickej metódy. Závislosť Sn — Zn odlišuje intrúziu od okolitých hornín, ale neodzrkadľuje procesy diferenciácie granitu ani iný proces známy z hnileckej oblasti a súvisiaci so vznikom cínového ložiska.

Korelačné vzťahy Sn — Ni (obr. 6) a Sn — Co (obr. 7) neukázali nevyhnutnosť sledovať ich detailne. Obidva trendy reagujú na greizenizáciu, ale nie veľmi citlivo. Ukazuje sa, že ich aplikácia bude zaujímavejšia z hľadiska zmeny bazicity horninového prostredia.

Recenzoval I. Čillík

## LITERATÚRA

- Baran, J. 1971: Geologické a metalogenetické pomery medzi Rakovcom, Hnilcom a Tretím Hámrom. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Kaličiak, M. 1979: Kapušany — Slanec (oblasť Zlatej Bane). [Čiastková záverečná správa a výpočet zásob.] *Manuskript — fond správ GP Spišská Nová Ves*.
- Sattran, V. — Soukup, B. 1973: Použití matematických metod v geologii. *Praha, Ústř. úst. geol.*
- Schejbal, C. 1976: Matematické zpracování průzkumných informací. *Ostrava*.

## Investigation of the secondary geochemical field of the Hnilec tin deposit using correlation analysis (Spišsko-gemerské rudohorie Mts, Eastern Slovakia)

MARTIN RADVANEC — JÁN BARAN — IVAN MATULA

Interpreting soil geochemistry in the area over granite bodies, J. Baran (1971) uncovered significant anomalies of tin in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. A subsequent survey at Hnilec — Medvedí potok confirmed the primary source of tin of industrial importance related here to the intrusive body of the Hnilec granite. During prospectional works at the locality, besides geochemical investigations of the primary aureole of the mineralization, the authors attempted even the reinterpretation of soil geochemistry data with the aim to solve the relations of single participating elements and for use the results in further prospection. During the evaluation of soil geochemistry data, a correlation analysis has been applied.

### Methodics

Soil sampling was applied along profiles taking single samples from 60 cm depth using prospecting bars. The sample weight for geochemistry was 150–200 g, the distance between sample sites along profiles has been 20–50 m. A spectral analytical procedure was applied and results were given in a semiquantitative (SPD) scale.

Correlations between single elements were tested on a detailed sampling area

located to the W from Hnilec village where the most intense tin mineralization occurs. A population amounting 809 samples has been used with data on Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Ag, Sn, Bi, B, Mo and Li concentration. The sample set has been, during the mathematical processing, further divided into smaller groups according to the nature of the primary rock underlying the soil horizon. The division was based on detailed geological mapping by E. Drnžík — B. Kusák (1975) and distinguished the following areas: diabase, quartzose phyllite, fine- to medium grained granite, porphyroide. A separate correlation coefficient has been then calculated to each statistical set along a single profile satisfying the condition of at least 40 samples involved.

A M 6000 computer at the Technical University of Košice and the Kor 000 routine were used for computations. Single correlation values obtained were plotted on the geological background. Results give the graphical presentation of correlation degrees in the area of the Hnilec deposit. The procedure may be assigned as a correlation trend technique without interpolation. An interpolation is hindered by the several rock units present in the area.

Obtained correlation degrees were

plotted along profiles and maps of the area (Figs. 2 to 7). Their interpretation allows to deduce the advantages of the methodics used.

### Mathematical procedure

The correlation coefficient has been calculated according to the following equations.

The correlation coefficient value is the same using the both linear regression computations. Each correlation area is given by two variables and described by two linear regressions with the less sum of square derivations. The graphical plot has been not used. Degrees of significance were assigned to obtained correlation values according to the following scheme.

| absolute correlation | degree of corelation | coefficient |
|----------------------|----------------------|-------------|
| 0.0–0.3              | low                  | 0           |
| 0.3–0.5              | medium               | 1 or –1*    |
| 0.5–0.7              | significant          | 2 or –2*    |
| 0.7–0.9              | high                 | 3 or –3*    |
| 0.9–1.0              | very high            | 4 or –4*    |

\* in the case of negative correlation

$$r_{xy} = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_{xx} \cdot S_{yy}}}$$

$$S_{xy} = \sum_i (x_i - z) \cdot (y_i - q),$$

$$S_{xx} = \sum_i (x_i - z)^2,$$

$$S_{yy} = \sum_i (y_i - q)^2,$$

where:

$r_{xy}$  = correlation coefficient between x and y,

$S_{xy}$  = sum of products of mean deviations,

$x_i$  = sum of x-element content (sample 1 to i),

$y_i$  = sum of y-element content (sample 1 to i),

$z$  = average content of x (arithmetical mean for  $n \geq 30$ ),

$q$  = average content of y (arithmetical mean for  $n \geq 30$ ).

The routine computes two linear regression functions for the given correlation field according to the following formulas.

$$y = bx + a \quad \text{and} \quad x = b_y + a,$$

where

$b$  = regression coefficient for

$S_{xy}(S_{xx} \text{ or } S_{xy})S_{yy}$ , respectively,

$a$  = constant.

### Interpretation of results

Relations of tin contents to other elements analyzed were the most interesting for prospection. Therefore maps of correlations between the element pairs Sn—Cu, Sn—B, Sn—Pb, Sn—Zn, Sn—Co and Sn—Ni were plotted. For only few positive data on remaining elements involved in analytical procedure, these were not assumed. Best results give the plots of Sn—Cu and Sn—B, respectively. According to results, contents of tin and copper are concentrated around the granite intrusive body, whereas contents of Pb and Zn originate, probably, from the surrounding rocks.

The applied method allows to use the described procedure for prospection purposes and also to give a genetic interpretation of soil sampling geochemistry results.

*Preložil I. Varga*

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

**M. Koděra: Žilníkovno-impregnačné a metasomatické zrudnenie v bani Rozália v Banskej Hodruši** (Bratislava 17. 4. 1980)

Mineralizácia prebiehala v troch vývojových štádiách. V predrudnom štádiu, ktoré sa uplatnilo hlavne v granodiorite, vznikol epidot, menej kremeňa a karbonátu. Rudonosné štádium s dvoma štádiami mineralizácie, starším sfaleritovo-galenitovým a mladším chalkopyritovo-galenitovým, sa uplatnilo opäť v granodiorite, ako aj v sedimentoch, pričom vznikla hlavná masa zrudnenia. Porudné štádium je vyvinuté vo všetkých typoch hornín vrátane dajok dacitu a porfyritu. V jeho rámci sa uplatnili dve štádiá mineralizácie, a to epidotovo-karbonátové a kremeňovo-karbonátové, obidve so sporadickou polymetalickou mineralizáciou.

Zistené zrudnenie nemožno z mineralogicko-paragenetického a geochemického hľadiska jednoznačne zaradiť do nijakého zastúpeného typu zrudnenia, a preto má v rámci celkovej metalogenézy oblasti osobitné postavenie. Podľa veku sa dá zaradiť do obdobia medzi vznikom staršej skarnovej mineralizácie, viažúcej sa na hodrušský intruzívny komplex, a mladšej podacitovej, pravdepodobne až porýolitovej hydrotermálnej mineralizácie štiavnického a hodrušského typu. Jeho vznik pravdepodobne súvisí s intruzívnou tektonickou aktivitou, ktorá predchádzala vzniku dacitovej dajkovej formácie. Tieto predpoklady bude treba ešte overiť z celkového geologicko-štruktúrneho hľadiska.

**J. Miškovíc — V. Miškovícová: Postvulkanická mineralizácia niektorých lokalít v stredoslovenských neovulkanitoch** (Bratislava 17. 4. 1980)

V roku 1970 sme na lokalite Sitnianska Lehôtka zistili primárny výskyt hematitovej mineralizácie. Hematit je v puklinách silne premeneného pyroxenického andezitu. Semikvantitatívna spektrálna analýza ukázala, že je v ňom vysoký obsah Sn a zvýšený obsah Zn, V, Sb, Mo a Pb. Rtg mikroanalýzou sa v hematite zistil kassiterit. Spolu s týmito dvoma minerálmi vystupuje v puklinách andezitu cristobalit, tridymit, magnetit, opál a kaolinit. Sú to produkty vzájomných reakcií zložiek vulkanických exhalácií a ich pôsobenia na okolný pyroxenický andezit.

Podobnú mineralizáciu sme študovali na lokalitách Kráľovce — Krnišov a Žarnovická Huta. Mineralizácia cristobalit — hematit — kassiterit — opál  $\pm$  tridymit  $\pm$  magnetit  $\pm$  kaolinit  $\pm$  nontronit je v stredoslovenských neovulkanitoch novým typom.

Na lokalite Sitnianska Lehôtka sme skúmali aj Mn a opálovo-kaolinitovú mineralizáciu.

Mn-mineralizácia vystupuje v podobe 4–5 cm mocných a do 10 m dlhých žilách v premenenom andezite. Žily tvorí psilomelán, pyroluzit, manganit, kaolinit, illit, alunit a aluminít. Vystupujúce nízkoternálne roztoky pôsobili na andezitové horniny a vylúhované zložky uložili v prípoверхovej časti andezitového prúdu. V Mn-oxidoch sa spektrálne zistili okrem iných aj tieto zaujímavé prvky: Co, Ag, Cu, Mo, Pb, Cr, Ge, Hg, Tl, Zn, Cd, Ga, In, Sn, Bi, B, Au.

Tretím sledovaným typom bola opálovo-kaolinitová mineralizácia. Opálová mineralizácia je v pukline na rozhraní andezitového tufu a tufobrekcie. Z termálnych roztokov sa vylúčili rozličné druhy opálu — mliečny, hyalit, hnedý a červený opál a malé zrníčka hydrofánu a druheho opálu. Spolu s opálom vystupuje kaolinit bacilaritového typu.



## Hydrogeológia vulkanitov Krupinskej planiny

PAVEL FECEK, ZOLTÁN HLA VATÝ

IGHP, závod Bratislava, Geologická ul. 18, 834 37 Bratislava

*Doručené 12. 3. 1980*

### Гидрогеология вулканических пород Крупинской возвышенности

На основании новых геологических и гидрогеологических исследований Крупинской возвышенности была сделана переоценка водно-гидрогеологических вопросов этой области и определено её значение. Является возможным в настоящее время получить приблизительно 300 л сек<sup>-1</sup>.

### Hydrogeology of volcanites in the Krupinská planina area (Middle Slovakia)

New geological and hydrogeological knowledge from the Krupinská planina area (Middle Slovakia) allowed to reappraise the hydrogeological and water-bearing capacity of this territory. The ground water utilization efficiency was stated to be 300 l. s<sup>-1</sup>, but prognoses point to possible value of 500 l. s<sup>-1</sup>.

Vývoj náhľadov na charakter a význam zvodnenia vulkanitov všeobecne a vulkanoklastik osobitne pred začiatkom systematického hydrogeologického výskumu a prieskumu (na strednom Slovensku pred 15—20 rokmi) poznačili mnohé unáhlené a apriórne formulované závery. Vyplynuli z nedostatočnej preskúmanosti a nízkeho stupňa poznatkov o vlastnostiach horninové-

ho prostredia neovulkanitov. Pomerne malá hustota prirodzených výverov podzemnej vody, ich nízka výdatnosť a veľmi malý prietok na niektorých povrchových tokoch v minimách vyústili do záveru, aký napr. ešte v roku 1959 zastával O. Hynie (in Z. Hlavatý 1975), podľa ktorého „zvodnenie neovulkanitov je značne povrchovým javom“, a preto v tomto hor-

ninovom prostredí významnejšie akumulácie podzemnej vody nemožno očakávať. V tomto chápaní sa vulkanickým horninám pripisovala veľmi nízka priepustnosť, vulkanoklastikám ešte nižšia ako skalným horninám, a to pre ich veľkú náchylnosť k zvetrávaniu a tvorbe ílovitých produktov rozpadu. Nové poznatky, zhromaždené najmä v práci V. Böhma, L. Meliorisa, S. Klíra, P. Ostroluckého (1964), L. Škvarku (1972), viedli k novému prístupu k hydrogeologickej problematike neovulkanitov a jeho výsledkom je rastúci vodohospodársky záujem o vulkanické oblasti.

### Hydrogeologický prieskum

Prieskumné a výskumné zámery na Krupinskej planine formuloval P. Ostrolucký a Z. Hlavatý (1967). Z nich vychádza vyhľadávaci hydrogeologický prieskum, ktorý sa začal roku 1969 (IGHP Žilina, závod Bratislava, za investovania VÚVH Bratislava, predtým Vodorozvoj) a prebieha dodnes. Od rokov 1972—1973 sústredili na oblasť Krupinskej planiny pozornosť aj krajské vodohospodárske organizácie. Na pozitívne výsledky vyhľadávacieho prieskumu nadväzujú ďalšie geologickoprieskumné práce a sú už zamerané na dokumentáciu využiteľného množstva podzemnej vody vybratých lokalít. V súčasnom období sa hydrogeologické práce

sústreďujú na 5—6 lokalít a ich vodárenským cieľom je využiť zdroje podzemnej vody.

Aj keď náhľady na zvodnenie neovulkanitov pred rokom 1960 boli viac-menej nesprávne, ukázali sa ako veľmi cenné z metodického hľadiska. Dokumentovali to, že získať objektívne a subjektívnymi chybami čo najmenej zafažené výsledky možno len kombináciou základných metód výskumu a prieskumu s ďalšími metódami. Skúsenosti potvrdili, že vzájomná konfrontácia výsledkov jednotlivých (nezávislých) metód umožňuje orientovať prieskumné práce efektívnejšie a vedie k presnejším výsledkom.

Na lokalite Hontianske Tesáre—Dvorníky v oblasti Krupinskej planiny sa napr. roku 1969—1970 veľmi úspešne aplikovala povrchová geofyzika (VES). Sedimentárno-vulkanické súvrstvie sa rozčlenilo do niekoľkých odporových vrstiev, vrtné práce overili ich lito-faciálne zloženie a čerpacími skúškami sa zistila ich hydrogeologická funkcia. Na tomto základe pokračovali prieskumné práce aj na ďalších lokalitách. Časom sa metodika rozšírila o etážové čerpacie skúšky, karotážne merania, reometriu a termometriu vrtov v pokojovom stave a o iné druhotné metódy. Hodnotenie čerpacích skúšok sa orientovalo najmä na metódy neustáleného prúdenia a umožnilo dosiahnuť pomerne presnejšie výsledky a zvodnené prostredie charakterizovať nielen výpočtom filtračných para-

metrov, ale aj z hľadiska jeho ohraničenia. Hydrogeologické metódy sa popri sledovaní režimu povrchových a podzemných vôd zameriavajú aj na detailné hydrometrovanie, ktoré indikuje skryté prítoky alebo úseky infiltrácie na povrchových tokoch. Kombinácia opísaných metód umožňuje v etape vyhľadávacieho prieskumu dostatočne presne charakterizovať úložné pomery príslušnej lokality a jej okolia, filtračné parametre zvodneného prostredia, čiastočne aj okrajové podmienky, časové zmeny režimu podzemných a povrchových vôd, ich vzájomný vzťah v kvalitatívnom, príp. semikvantitatívnom vyjadrení. Hustota lokalít prieskumu sa zvolila tak, aby sa rešpektovali zásadné zmeny geologicko-tektonických pomerov a aby jednotlivým charakteristickým litofáciám a čiastkovým štruktúram bolo možno priradiť zodpovedajúce hydrogeologické vlastnosti. Tak sa v štádiu záverečného spracovania dosiahne rovnomerná preskúmanosť územia, a to aj s ohľadom na priestorovú heterogénnosť vulkanoklastík Krupinskej planiny. Metodika vyšších etáp prieskumu je v podstate analogická, ale terénne práce sa sústreďujú na menšie územné celky, podzemná voda sa zachytáva spravidla niekoľkými vzájomne sa ovplyvňujúcimi objektmi a dlhodobé spoločné čerpanie skúšky majú vytvoriť umelý režim podzemných vôd v miere maximálne únosnej danému územiu. Údaje sa spracúvajú mate-

maticky a konečným výsledkom je číselné vyjadrenie zásoby, zdrojov využiteľného množstva podzemnej vody.

### Geologická charakteristika územia

Krupinská planina leží na južnej periférii stredoslovenskej vulkanickej oblasti, Základnú štruktúrnotektonickú úlohu pri jej vzniku a formovaní v celej príľahlej oblasti zohrala tektogenetická elevácia smeru JZ—SV, známa ako šahansko-lysecká zóna. Pozdĺž nej sa odohrali pred rozhraním karpát — bádenú a po ňom protichodné pohyby. V predbádenskom období subsidovalo územie Ipeľskej kotliny a oblasť Krupinskej planiny sa dvíhala, v spodnom bádení mali pohyby opačnú tendenciu a súčasne sa os línie posunula na JV. V tektonicky aktívnej zóne vznikli priaznivé podmienky na výstup bázeických magmatických diferenciátov na povrch a na vznik lineárne usporiadaných vulkanických centier pyroxenicko-amfibolitových a pyroxenických andezitov v oblasti Vinica—Príbelce. Subsidiencia územia a v nadväznosti na ňu centrá vulkanickej aktivity sa po krátkom období intrabádenskej denudácie presúvali na SV (Lysec) a ďalej na SZ (Javorie, Štiavnické vrchy), s kulmináciou subsidencie v oblasti bzovíckej depresie a s vyvrcholením vulkanickej činnosti v období báden — sarmat. Vulkanotektonické procesy prebiehajúce v južnej oblasti stredoslovenských neovulkanitov viedli k vzniku svojím spôsobom ojedinelého pohoria, v ktorom sa na ploche vyše 1100 km<sup>2</sup> deponoval vulkanoklastický materiál rozličných typov a frakcií, prakticky takmer s úplnou absenciou intruzívnych a extruzívnych hornín. Sedimentárno-vulkanický komplex dosahuje maximálnu mocnosť južne od Bzovíka (okolo 800 m). Súvrstvie vulkanoklastík v plnej miere odráža podmienky svojho vzniku — priestorovo a časovo variabilné vysokoexplozívne vulkanické centrá, časté zmeny reliéfu, depozícia a

redepozícia sopečných derivátov, zmeny sedimentačného prostredia — ako dôsledok synchronne prebiehajúcich vulkanických procesov a tektonických pohybov (V. Konečný — D. Vass in J. Šefara 1974).

## Hydrogeológia vulkanitov

Napriek veľkej pestrosti litofaciálnych a úložných pomerov možno v oblasti Krupinskej planiny pomocou schematizácie pararelizovať územia s podobnými prvkami geologickej stavby a režimom podzemných vôd, na ktorých chceme ilustrovať hydrogeologické pomery.

Ale najprv sa dotkneme elementárnych otázok hydrogeológie vulkanitov — priepustnosti sopečných hornín s prihliadnutím na oblasť Krupinskej planiny. Podľa L. Škvarku (1971, 1972) a L. Škvarku — Z. Hlavatého (1974) sa na tvorbe a obehú podzemnej vody v prostredí neovulkanitov zúčastňujú obidva základné typy priepustnosti, puklinová aj pórová. Pritom nijaký z týchto typov sa neuplatňuje izolovane, ale sa vzájomne prelínajú a dopĺňajú, a tak vzniká pre vulkanity typická kombinovaná puklinovo-pórová priepustnosť. Krupinská planina je jednou z oblastí neovulkanitov s výrazným kvantitatívnym zastúpením redeponovaných vulkanoklastík, ktoré pri vhodnom granulometrickom zložení (psamitická a psefitická frakcia) vytvárajú kolektery schopné akumulovať a distribuovať väčšie množstvo podzemnej

vody. O tom, že v tejto oblasti sú práve tufitické materiály nositeľom zvodnenia, svedčí fakt, že výrazná väčšina hydrogeologických vrtov s výdatnosťou nad  $10 \text{ l.s}^{-1}$  zachytila vrstvy tufitických pieskovcov a že výdatnosť nad  $30 \text{ l.s}^{-1}$  (na jeden vrt) sa viaže výlučne na tieto materiály. Preto tufitické pieskovce hodnotíme ako hydrogeologicky najpriaznivejšiu litofáciu vulkanoklastík Krupinskej planiny vôbec. Ide o málo spevnenú horninu zloženú prevažne zo živcov, vulkanického skla, úlomkov hornín, pyroxénov, menej z amfibolu a s kolísajúcou prímесou kremeňa, často s obliakmi andezitov, aglomerátov a tufov. Priepustnosť tufitických pieskovcov vyjadrená koeficientom filtrácie sa pohybuje v rozmedzí rádu  $10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ , výnimočne dosahuje veľkosť rádu  $10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$  a pri výraznejšom zastúpení ílovitej frakcie (ako produktu zvetrávania) klesá do oblasti hornej polovice rádu  $10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ . Aj niektoré litofácie kompaktných pyroklastík sa vyznačujú pórovou priepustnosťou. Ide predovšetkým o pieskové a brokové tufy, príp. aglomeráty s pieskovou alebo brokovou základnou hmotou. Koeficient filtrácie týchto materiálov sa pohybuje pri spodnej hranici rádu  $10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$  a nižšie. Ďalšie litofácie, ako napr. pelitické tufity a popolové tufy, sa svojimi primárnymi filtračnými vlastnosťami blížia k nepriepustným materiálom. Ale pretože ide o horniny s vyšším stupňom konsolidácie

alebo diagenézy, podliehajú vo zvýšenej miere rozpukávaniu pri tektonických procesoch a pri prenose tlaku komplexom vulkanoklastík vôbec. Pri výraznejšom porušení sa takéto materiály môžu priblížiť charakteristikám tufitických pieskovcov, ako napr. na lokalite Plášťovce (D. J a l č 1969), kde sa v prostredí rozpukaných pelitických tufitov dosiahla výdatnosť  $20 \text{ l.s}^{-1}$ , alebo na lokalite Litava, kde z vrhu v konsolidovaných a vo vrchnej časti porušených tufoch dosiahla výdatnosť  $11 \text{ l.s}^{-1}$ . Ale prípady, keď puklinová priepustnosť dosahuje význam pórovej priepustnosti, sú v oblasti Krupinskej planiny pomerne zriedkavé. Medzi takéto horniny patria kompaktné pyroklastiká alebo pelitické tufity vo funkcii nepriepustného ohraničenia zvodnenej vrstvy. Priepustnosť vulkanoklastík ako celku nemožno teda chápať v statickom alebo paušálnom význame. Táto vlastnosť hornín je výsledkom pôsobenia viacerých primárnych alebo sekundárnych faktorov a procesov, vyznačuje sa vysokou individuálnosťou a viaže sa na isté lokálne (priaznivé alebo nepriaznivé) podmienky. Možno konštatovať, že prakticky nijaká z litofácií vulkanoklastík nie je absolútne nepriepustná, a preto má sedimentárno-vulkanický komplex charakter mnohovrstvového zvodneného prostredia, v ktorom sa uplatňujú preferované obehové cesty podzemných vôd, medzivrstvové pretekание a tlak sa šíri všetkými smermi —

od nepriepustného podložia po kvartér.

Za infiltračnú oblasť Krupinskej planiny, nateraz ešte bez priameho dôkazu a bez bližšieho vysvetlenia mechanizmu prestupu podzemnej vody do sedimentárno-vulkanického komplexu, možno pokladať Javorie. Niektoré indicie, napr. relatívne vysoký stupeň zvodnenia v blízkosti bezprostredného podhoria (lokalita Dačov Lom s prelevom  $1,1 \text{ l.s}^{-1}$  v nadmorskej výške 480 m a výdatnosťou  $11,1 \text{ l.s}^{-1}$ ) a generálny sklon hladiny podzemnej vody Krupinskej planiny na J, svedčia o tom, že časť infiltrovanej podzemnej vody v oblasti Javoria prestupuje do hlbších úrovní a iba časť odvodňujú pramene. Ďalším zdrojom dotácie, ktorý sa prednostne uplatňuje v nižších úrovniach Krupinskej planiny, je infiltrácia z povrchových tokov prostredníctvom medzivrstvového pretekания alebo infiltráciou z kvartéru údolných nív. Menej zvyčajným prípadom je priame vsakovanie zrážok, viažúce sa svojím výskytom takmer výlučne na územia plochých horských chrbtov alebo bezodtokových povrchových depresíí.

Súčasný stav poznatkov o hydrogeologických pomeroch Krupinskej planiny umožňuje rozdeliť pohorie na tieto tri základné celky, a to najmä podľa geologicko-litologických a štruktúrno-tektonických podmienok obehu podzemnej vody: a) bzovická depresia, b) čiastková depresia Dačovského lomu, c) hornosthrásko-

trenčská prepadlina.

Z hľadiska hodnotenia hydrogeologických pomerov nechápeme tieto štruktúrne celky striktnie podľa ich geologicko-tektonického vymedzenia. Ide skôr o zdôraznenie genetickej príslušnosti tej-ktorej časti pohoria k istému charakteristickému litofaciálnemu vývoju pri zachovaní územnej platnosti v širšom slova zmysle.

### *Podzemné vody bzovíckej depresie*

Oblasť bzovíckej depresie možno územne vyčleniť západnou hranicou Krupinskej planiny a zhruba spojnicou Senohrad—Sucháň—Príbelce ako východným ohraničením. Oblasť teda zahŕňa periférne časti pohoria, ako aj centrálnu depresiu a je charakteristická významným zastúpením redeponovaných vulkanoklastík, ktoré sú tu najrozšírenejšie z celej Krupinskej planiny. Prirodzene, podmienky obehu podzemnej vody nie sú v tejto pomerne široko vymedzenej oblasti jednotné. Podľa vzťahu podzemných a povrchových vôd sú tu zastúpené plytšie štruktúry s pomerne úzkou späťosťou s povrchovými vodami a naopak hlbšie štruktúry s diferencovaným režimom podzemných vôd, nezávislým od sezónnych vplyvov. Ako v jedinej z vyčlenených oblastí tu možno hovoriť o hlbokom obeh podzemnej vody viažúcim sa na hĺbku 400—600 m, príp. aj väčšiu,

ktorý sa priestorovo viaže len na vlastnú depresnú štruktúru.

V režime podzemných vôd bzovíckej depresie má veľmi významnú hydrogeologickú funkciu šahansko-lysecká zóna, ktorá ohraničuje oblasť z J, resp. z JV, a vytvára viac-menej súvislú bariéru podzemným vodám vulkanitov oproti územiu Ipelskej kotliny. V ostrom rozpore so všeobecnými zákonitostami prúdenia podzemnej vody tu totiž stojí relatívne vysoký stupeň zvodnenia vulkanoklastík, priaznivá geomorfologická pozícia a litofaciálny vývoj styku proti faktu, že v území od Príbeliec (príp. Plachtiniec) po Tešmak, t. j. na línii dlhej cca 25 km, je len veľmi málo významnejších výverov podzemnej vody. Väčšinou ide o sezónne pramene, ktoré sa v suchších obdobiach alebo strácajú, alebo ich výdatnosť spravidla nepresahuje 0,1—0,2 l.s<sup>-1</sup>. Medzi výnimočné prípady možno zaradiť zachytený a využívaný prameň pri Čebovciach s výdatnosťou 2—3 l.s<sup>-1</sup>. Zaujímavé je aj to, že západne od Plachtinského potoka nepramení nijaký tok vo väčšej vzdialenosti od styku s Ipelskou kotlinou a že sa všetky toky vyznačujú nižšou vodnatosťou. Ďalej zo severnej strany línie riečka Litavička v oblasti svojho horného toku približne sleduje priebeh elevácie a Litavica sa v jej blízkosti zo smeru S—J stáča takmer v pravom uhle na Z. Charakter šahansko-lyseckej zóny ako bariéry pravdepodobne vyplýva z posunutia osi

subsidiencie v priebehu spodného bádenu na JV a stupňovitého vzdvihnutia slienito-ílovitých ekvivalentov (šlírová formácia), ktoré bránia odtoku podzemnej vody vulkanitov najkratším smerom k eróznej báze.

Oblasť bzovíckej depresie, najmä pokiaľ ide o hlbšie obehové cesty podzemnej vody, potom dostáva charakter viac-menej stagnujúceho bazénu, s pomalým prestupom podzemnej vody smerom do väčších hĺbok k plytším úrovniam. Tento obeh sa výrazne diferencuje od plytšieho obehu, v ktorom je zrejmy vplyv povrchovej vody, prejavujúci sa hlavne teplotou podzemnej vody a chemizmom. Plytšie obehy inklinujú ku kalciovo-bikarbonátovému chemizmu a hlbšie k natriovo-bikarbonátovému typu.

Na hlbokom obehú podzemných vôd sa prakticky zúčastňuje celá výplň depresie v niekoľkých vertikálne diferencovaných úrovniach. Podľa účelu (vodohospodárskej využiteľnosti) ich delíme do dvoch celkov, a to na podzemné vody hlbokých úrovní a podzemné vody stredných hĺbok.

Obeh podzemných vôd hlbokých úrovní sa viaže na hĺbky pod hranicou 0—50 m n. m. po bázu súvrstvia vulkanoklastík (500—600 m pod úrovňou mora). Ide o vody s teplotou 20—35 °C, na ktoré sa doteraz samostatný hydrogeologický prieskum nezameral a sú známe len zo štruktúrnogeologických vrtov. Na lokalite Cerovo vrt CK-1 (V. K o-

n e č n ý 1969) v hĺbke okolo 500 m narazil na vodu s výdatnosťou 2,14 l.s<sup>-1</sup> a teplotou 24 °C. Vrt sa niekoľko rokov využíval na rekreačné účely. O všeobecnej prítomnosti teplíc v bazálnych partiách komplexu vulkanoklastík možno usudzovať aj na základe vrtu GK-3 (V. K o n e č n ý 1966) na lokalite Horné Rykynčice, ale ďalšie konkrétne informácie o týchto podzemných vodách nie sú k dispozícii.

Na hlbkovú úroveň (približne 50—150 m n. m.) sa viaže obeh podzemných vôd stredných hĺbok. Boli doteraz overené na lokalitách Medovarce a Čabrad—Dlhá Lúka. V hĺbke pod 100 m od terénu sa zachytili výrazne zvodnené tufitické pieskovce v mocnosti 60—80 m, s prelevom až 10 l.s<sup>-1</sup> a výtláčnou výškou 8—12 m nad úroveň terénu. Dosahovaná výdatnosť (až do 50 l.s<sup>-1</sup>) svedčí o mimoriadne priaznivých hydrogeologických podmienkach. Podľa výsledkov geofyzikálnych meraní a overovacích vrtov možno predpokladať, že zvodnená poloha má veľkú rozlohu, o čom svedčia aj hydrodynamické charakteristiky poukazujúce pri dlhodobých čerpacích skúškach (42 dní) na neohraničenú vrstvu. Pravdepodobnou infiltračnou oblasťou je podľa nášho náhľadu Javorie (podobne ako pri hlbokom obehú), režimný výkyv je veľmi nízky a nezodpovedá sezónnemu kolísaniu povrchových vôd. V tomto prípade možno teda hovoriť o pomerne veľmi rozsiahlej samostatnej hydrogeo-

logickej štruktúre s pomalou prirodzenou cirkuláciou vody od podložia na povrch, z čoho vychodí aj relatívne vyššia teplota oproti geotermickému stupňu (18—20 °C). Cyklus výmeny podzemnej vody sa pravdepodobne končí prestupom vody do kvartéru. Že opísaný mechanizmus výmeny podzemnej vody v skutočnosti prebieha, možno dokumentovať prieskumnými prácami zameranými na nadložnú vrstvu tufov, lebo ani ona nie je úplne bez zvodnenia. V súvrství sú polohy tufitických pieskovcov v mocnosti 15—20 m, pričom rad lokalít (Čabradský Vrbovok I a II, Medovarce I, Selce atď.) potvrdil ich zvodnenie a výdatnosť, sa pohybovala okolo 8—12 l. s<sup>-1</sup>. V porovnaní s relatívne veľmi malou hĺbkou zachytenia pieskovcov (40—80 m) má podzemná voda vysokú teplotu (16—18 °C), ktorá rozhodne nemôže byť prejavom len geotermického stupňa a ktorá počas 42-dňových čerpacích skúšok poklesla v priemere o 0,5—1,5 °C. Z uvedeného vychodí, že v umelom režime podzemných vôd sa predovšetkým zásluhou medzivrstvového pretekania zmieša povrchová a podzemná voda a, pochopiteľne, ak je možný prestup vody jedným smerom, v opačných tlakových pomeroch musí byť možný aj prestup druhým smerom. Zdanlivo je to paradox, keď na jednej strane počítame s polopriepustným nadloží, ale na druhej strane práve ono podmieňuje vysokú piezometrickú úroveň zvodnenej vrst-

vy. Ale v skutočnosti ide iba o vzájomnú reláciu priepustnosti, ak uvažíme, že rozdiel v koeficiente filtrácie (horizontálneho pri zvodnenej vrstve a vertikálneho v nadloží) dosahuje rád 2—2,5. Z toho je rovnako zrejmé, prečo podzemné vody obehu stredných hĺbok nemôžu v prirodzenom režime ovplyvniť sezónne kolísanie povrchových vôd. Naopak v navodenom režime treba vplyv povrchových vôd brať do úvahy, aj keď pre relatívne veľkú mocnosť nadložných tufov nie je vplyv zmien veľký.

Predmetná hydrogeologická štruktúra zaberá pomerne veľký priestor. Podľa geofyzikálnych meraní možno interpretovať južné ohraničenie, ktoré prebieha približne na spojnici južne od Cerova—Drieňovo—Horné Rykynčice, ale jeho západné a severné hranice sa nateraz ešte nedajú presnejšie vymedziť.

Okrem obehu podzemných vôd viažúcich sa na väčšiu hĺbkou vyčleňujeme v juhozápadnej časti Krupinskej planiny aj obeh plytších štruktúr viažúcich sa na redeponované vulkanoklastiká, ktoré vystupujú v podloží kvartéru alebo ich od kvartéru oddeľuje vrstva tufov v malej mocnosti. Spoločným znakom týchto štruktúr je relatívne úzka spätosť s povrchovými vodami, ich hĺbka obehu je do 80—100 m a teplota podzemnej vody 13—14 °C.

V podloží vulkanoklastík vystupujú slienito-ílovité vrstvy s drobnými polohami a vtrúseninami vulkanického materiálu a s pozvoľ-



ným prechodom do tufitických hornín. V hĺbkovej úrovni 80–100 m prechádzajú do zvodneného tufitického pieskovca. Hydrogeologické pomery štruktúr s plytším obehom podzemných vôd sa overovali v dolinách riečok Štiavnica, Krupinica a Litavica v rámci vyhľadávacieho a podrobného prieskumu.

Na lokalite Plášťovce—Drieňovo samostatné čerpacie skúšky (na štyroch vrtoch) dokumentovali 80–90 l. s<sup>-1</sup>, pri spoločnej čerpacej skúške na lokalite Plášťovce (Rykynčice) sa dosiahla maximálna výdatnosť 120 l. s<sup>-1</sup> (štyri vrty), s extrémnou výdatnosťou na jeden objekt 66 l. s<sup>-1</sup>. Doteraz jedinou ukončenou úlohou v etape podrobného prieskumu je lokalita Honťianske Tesáre—Dvorníky, kde sa z piatich hydrogeologických vrtoz zdokumentovalo využiteľné množstvo podzemnej vody vo výške 80 l. s<sup>-1</sup>.

Z analýzy podmienok vzniku indukovaných zdrojov v daných podmienkach vychodí, že zdroje nevznikajú priamou brehovou infiltráciou z povrchového toku, ale znížením hladiny (príp. tlaku) vo zvodnenej vrstve. To podmieňuje vertikálny prítok vody zo súvrstvia kvartéru alebo priamo do zvodnenej vrstvy alebo prostredníctvom medzivrstvového prestupu. Potom je hlavným limitujúcim faktorom veľkosti indukovaných zdrojov celková vododajnosť kvartéru, ktorá je predovšetkým vyjadrením plošnej rozlohy zvodnených uloženín údolnej

nivy, ich priepustnosti a mocnosti. Z uvedeného ďalej vychodí, že späť podzemných vôd s povrchovými a časová nadväznosť režimných zmien povrchového toku na podzemné vody nevyplýva len z úložných pomerov vulkanoklastík, ale aj z hydrogeologických pomerov kvartéru a hydrodynamického vzťahu toku k podzemným vodám náplavov. V ovplyvnenom režime sa prakticky všetky výraznejšie zmeny na toku prejavujú rozkyvom hladín podzemnej vody zvodnenej vrstvy s nevelkým časovým odstupom.

V dolinách riečok Krupinica a Litavica možno na základe geofyzikálnych meraní a vrtných prác schematicky interpretovať priestorový vzťah vulkanoklastík s hlbokým a plytkým obehom podzemných vôd. Plytko uložené tufitické pieskovce smerom na S prechádzajú laterálne do súvrstvia tufov, podložie sa zo subhorizontálneho priebehu dostáva do protisklonu a v podloží tufov sa objavujú zvodnené tufitické pieskovce ako ekvivalent obehu vôd strednej hĺbky. Severná hranica územia, v ktorej sa vyskytujú plytšie uložené zvodnené štruktúry, sa približne kryje s hranicou bzovíckej depresie (s. s.), pričom sa priamy hydrodynamický vzťah obehu stredných hĺbok a plytkého obehu doteraz nikde nepotvrdil. Južnú hranicu nemožno litologicky tak jednoznačne vymedziť. Okrem zvodnených akumulácií tufitických pieskovcov sa podzemná voda viaže

aj na porušené a rozpukané pelitické tufity, pričom miera puklinovitosti nie je všade rovnaká. Podľa genetickej príslušnosti podzemnej vody kladíme južnú hranicu územia na SV od pokračovania levickej žriedlovej línie na spojnicu Plášťovce—Terany.

### *Podzemné vody čiastkovej depresie Dačovho Lomu*

Podobne ako bzovicka depresia sa aj depresia Dačovho Lomu včlenila na základe geofyziky podľa priebehu kryštallického podložia. Tektonické línie späté so vznikom tejto štruktúry sa aktivizovali v predbádanskom období a spôsobili prelomenie šahansko-lyseckej zóny, subsidenciu a následnú transgresiu spodnomiocénneho mora. Oblasť depresie do značnej miery vyplnili ekvivalenty sedimentárneho neogénu Ipeľskej kotliny. V priebehu aktivizácie vulkanických centier už bola depresia čiastočne stabilizovaná (hlavne jej severovýchodná časť). Odrazilo sa to v charaktere sedimentačného, prevažne kontinentálno-lagunárneho prostredia a v mocnosti komplexu vulkanoklastík, ktoré len zriedka presahuje 300 m. Litofaciálne zloženie sedimentárno-vulkanického komplexu inklinuje k prevahe tufov nad redeponovaným materiálom, ktorý je v komplexe zastúpený prevažne v podobe šošoviek väčšej alebo menšej plošnej rozlohy a mocnosti, oddelených

od seba tufmi alebo vzájomne prepojenými do väčších sústav. Relatívne najvýraznejšie kvantitatívne zastúpenie tufitických pieskovcov je v západnej časti štruktúry v doline Suchánskeho potoka a čiastočne aj Plachtinského potoka. Zodpovedajú tomu aj hydrogeologické vlastnosti územia. V súčasnosti sa spracúva podrobný hydrogeologický prieskum, ktorý vykonalí Vodné zdroje Bratislava, závod Prešov, a preto o ňom možno podať len neúplné údaje podľa ústnych informácií (I. H o t r a, J. M e d v e ď). V doline Suchánskeho potoka bol situovaný väčší počet hydrogeologických vrtov, ktoré bežne dosahovali výdatnosť cca  $5\text{--}10 \text{ l.s}^{-1}$  a v niektorých prípadoch aj viac. Na základe spoločnej čerpacej skúšky sa očakáva zdokumentovanie využiteľného množstva podzemnej vody vo výške cca  $50\text{--}60 \text{ l.s}^{-1}$ . V tejto časti štruktúry bol lokalizovaný už spomenutý prieskumný objekt na lokalite Dačov Lom s výdatnosťou  $11,1 \text{ l.s}^{-1}$ .

Smerom na V sú hydrogeologické pomery menej priaznivé, čo okrem už uvedených príčin vyplýva aj z výraznejšieho sa uplatnenia sekundárnych premien v období intrabádanskej denudácie. Na lokalite Modrý Kameň—Riečky sa dokumentovala výdatnosť  $3 \text{ l.s}^{-1}$  a v Koprovnicej doline (lokalita Suché Brezovo)  $4 \text{ l.s}^{-1}$ .

Litofaciálne zloženie komplexu vulkanoklastík dačovolomskej štruktúry je hydrogeologicky oveľa me-

nej priaznivé ako v bzovíckej depresii a rozhodne tu nemožno očakávať takú vysokú výdatnosť. Napriek tomu z hydrogeologického pohľadu, najmä z hľadiska celkového režimu podzemných vôd Krupinskej planiny nestráca štruktúra zaujímavosť.

### *Podzemné vody hornostřársko-trenčskej prepadliny*

Formovanie sa hornostřársko-trenčskej prepadliny ako samostatnej depresnej štruktúry zapadá do intravulkanického obdobia, tektonické pohyby späté so vznikom depresie zároveň aktivizovali vulkanické centrum Lysec a pretrvali aj v postvulkanickom období. V oblasti prepadliny sa deponoval vulkanický materiál, spočiatku v limnickom, neskôr v kontinentálno-lagunárnom prostredí. Sedimentárno-vulkanický komplex je s výnimkou bazálnych tufitických vrstiev vyvinutý ako súvrstvie tufov a aglomerátov s polohami tufitických pieskovcov. Maximálnu mocnosť dosahuje v širšom okolí Dolnej Strehovej (cca 300—350 m). Smerom na S sú produkty lyseckého vulkanického centra prekryté vulkanickými derivátmi Javoria (L. Konečný — ústna informácia).

Zdôraznili sme už, že hydrogeologická nádejnosť toho-ktorého územia je v podmienkach Krupinskej planiny výrazom hlavne litofaciálneho vývoja — pomeru kvantita-

tívneho zastúpenia redeponovaných vulkanoklastik a derivátov in situ. Aj hydrogeologické pomery v oblasti hornostřársko-trenčskej prepadliny zapadajú do rámca tejto bezprostrednej kauzálnej spätosti a doteraz sa nijaké podstatnejšie odchýlky nezistili. Na viacerých lokalitách (Chřtany, Závada, Horná Strehová atď.), keď sa pozornosť venovala vrchnej časti súvrstvia, dosahuje výdatnosť väčšinou okolo  $4\text{--}6\text{ l. s}^{-1}$ , ale v niektorých prípadoch, keď prieskumné diela zachytili aj bazálne tufitické pieskovce, sa výdatnosť zvyšuje — napr. lokalita Klačany  $8\text{ l. s}^{-1}$  a severne od Muly  $15\text{ l. s}^{-1}$ . Zvodnenie bazálnych členov súvrstvia vulkanoklastik v niektorých oblastiach štruktúry zvyrazňuje priestorová väzba tufitických pieskovcov s piesčitými vrstvami sedimentárneho neogénu. V podloží vulkanitov vystupujú totiž vrstvy výplne Ipeľskej kotliny s rozličnou úrovňou predvulkanickej erózie a denudácie. V oblasti Strehovej, Slovenských Klačian a pravdepodobne aj na iných miestach tak vznikla zvodnená vrstva mocná 80—100 m, ktorá okrem bazálnych vulkanitov obsahuje aj mangánový a onkofórový piesok karpátu. Táto zvodnená vrstva sa ešte v celom rozsahu hydrogeologicky neoverovala, ale podľa litofaciálneho zloženia, známeho z ložiskových vrstiev, možno predpokladať výrazný stupeň zvodnenia podzemnými vodami patriacimi už do obehu hlbších úrovní

s predpokladanou teplotou 22—25 °C. Stupeň zvodnenia hornosthrársko-trenčskej prepادلiny možno paralelizovať so západnou časťou dačovolskej štruktúry, čím ako celok získava oblasť prepادلiny väčší hydrogeologický význam.

Východný okraj vulkanitov približne od línie Ľuboriečka—Závada už nie je súčasťou depresnej štruktúry, ale skôr oblasti, ktorá subsidenčným tendenciám nepodliehala v takej miere, príp. kde prevládali nevýrazné pozitívne pohyby. Na relatívne hlboko erodovaný podklad sedimentárneho neogénu (až na úroveň vrchného otnangu) dosahujú bazálne polohy vulkanitov v mocnosti 100—120 m s pomerne veľmi výrazným zastúpením kremena a s vysokým stupňom sekundárnych premien. Smerom na S sa vrstva ponára pod mladšie komplexy vulkanoklastík. V dolinách potokov Riečka a Ľuboreč však vystupujú v pozícii ekvivalentnej už opisovaným hydrogeologickým štruktúram s plytším obehom podzemných vôd. Vysoký stupeň zvodnenia bazálneho pieskovca potvrdili prieskumné vrty v doline Riečky (M. Hrablová 1974, 1975), kde sa dokumentovala výdatnosť 14—15 l.s<sup>-1</sup> na jeden vrt.

Ďalej smerom na V a SV sa mocnosť vulkanoklastík silne redukuje a mení sa aj litofaciálne zloženie a veľkosť zvodnenia vulkanického komplexu klesá.

V oblasti hornosthrársko-trenčskej prepادلiny (s. l.) sa teda podobne ako v oblasti bzovíckej depresie uplatňuje obeh stredných (málo výrazne aj hlbších) úrovní a obeh plytších štruktúr. Ale z hľadiska podmienok zachytávania podzemnej vody možno omnoho väčšiu výdatnosť očakávať pri plytšom obeh.

## Záver

V príspevku sme sa pokúsili o syntézu známych prvkov geologickej stavby s výsledkami hydrogeologického prieskumu v oblasti Krupinskej planiny. Aplikácia veľkého okruhu prvotných a druhotných metód prieskumu sa prejavila v kvalitatívne nových informáciách, z ktorých vychodí, že vodárensko-hydrogeologický význam pohoria pôvodné prognózy niekoľkonásobne prevyšuje. Ak sa v rokoch 1969—1970 odhadovalo využiteľné množstvo podzemnej vody vo výške 100—150 l.s<sup>-1</sup>, v rokoch 1974—1975 sa už reálnejšie podložený odhad pohyboval okolo 300 l.s<sup>-1</sup>. Podľa najnovších poznatkov treba počítať ešte s väčšou výdatnosťou ako 500 l.s<sup>-1</sup>, aj keď treba zdôrazniť, že zdokumentovanie takej vysokej výdatnosti bude ekonomicky, technologicky a odborne hydrogeologicky veľmi náročné a vyžiada si ďalší rozvoj metodiky prieskumu.

## LITERATÚRA

- Böhm, V. — Klír, S. — Ostrolucký, P. 1964: Hydrogeologické pomery centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov a Krupinskej vrchoviny. *Geol. práce. Spr. (Bratislava)*, 32, s. 47—56.
- Fecek, P. 1976: Stanovenie filtračných parametrov a identifikácia okrajových podmienok v prostredí vulkanických hornín. *Sbor. Čes. geol. úst.*
- Hlavatý, Z. 1975: Podzemné vody centrálnej a západnej časti Krupinskej planiny a metodika ich hydrogeologického výskumu. [*Kandidátska dizertačná práca.*] *Manuskript — PFUK Bratislava*, 150 s.
- Hrablová, M. 1974: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu Riečka I. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 15 s.
- Hrablová, M. 1975: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumu Riečka II. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 16 s.
- Jalč, D. 1969: Túrovce — Plášťovce, hydrogeologický prieskum. *Manuskript — IGHP Bratislava*, 16 s.
- Konečný, V. 1966: Záverečná správa vrtu GK-3 Horné Rykynčice. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 48 s.
- Konečný, V. 1969: Záverečná správa vrtu CK-1 Cerovo. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 52 s.
- Ostrolucký, P. — Hlavatý, Z. 1968: Stredoslovenské vulkanity, hydrogeologický prieskum — ideový projekt vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu rajónu XXX, XXXI TN 113 Ce. *Manuskript — IGHP Bratislava*, 37 s.
- Šefara, J. et al. 1974: Geofyzikálny prieskum stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Ipľskej kotliny a Krupinskej vrchoviny. *Manuskript — Geofyzika Bratislava*.
- Škvarka, L. 1972: Hydrogeologický výskum neovulkanitov ako potenciálnych zdrojov vody. In: *Prieskum a hodnotenie zdrojov vody. Banská Bystrica*, 8 s.
- Škvarka, L. — Hlavatý, Z. 1974: Podzemné vody neovulkanitov. In: *Zbor. III. celoslovenskej geologickej konferencie. Zv. 2. Bratislava, Slov. geol. úrad*.
- Valušiaková, A. 1976: Geofyzikálny prieskum v oblasti stredoslovenských vulkanitov. *Manuskript — Geofyzika Bratislava*.

## Hydrogeology of volcanites in the Krupinská planina area (Middle Slovakia)

PAVEL FECEK — ZOLTÁN HLA VATÝ

The Krupinská planina plateau occupies southern periphery of the Middle Slovakian neovolcanic area. Several volcanoclastic rock types share the geological structure. Only minimum significance has been ascribed in the past from hydrogeological point of view to this area, when volcanoclastics were assumed to represent impermeable rock varieties in the whole. Hydrogeological investigations in volcanoclastics ascertained that the ground water flow in this environment is governed by a com-

bined fissure to percolation permeability of rocks. In geological structures of the Krupinská planina area, the percolation permeability generally prevails being typical for redeposited volcanoclastic units ( $k = 5 \cdot 10^{-6}$  to  $2 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Besides the percolation permeability, mainly fissure permeability characterizes the compact volcanoclastics. Generally, any volcanoclastic lithofacies does not function as impermeable and the whole structure appears as a multi-layered water-bearing environment.

Three main hydrogeological structures were delimited in the area according to ascertained geological and tectonic criteria:

a) The Bzovík depression area in the western part of the plateau. There besides deep and intermediate circulation of the ground water also a shallow water circulation system has been determined the only having nearer connection towards surficial waters. The area appears as hydrogeologically the most important due to largest representation of tuffite layers in the structure. Water yields of hydrogeological wells frequently are up to  $30\text{--}50 \text{ l.s}^{-1}$  and rarely even more.

b) The partial Dačov Lom depression area, and

c) The Horné Strháre—Trenč graben structure area, both in the central and eastern part of the Krupinská planina plateau are from hydrogeological viewpoint less important. This is mainly due to the lesser representation of redeposited volcanoclastic rocks in these structures. Water-yields of single wells fluctuate here between 5 and  $10 \text{ l.s}^{-1}$ .

The Dačov Lom structure imposes a general change upon the overwhelming N—S inclination of piezometric ground water levels which here acquire a SW or SE trend.

The infiltration area of ground waters lies in the more northern Javorie Mts.

*Preložil I. Varga*

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

O. Jendrejáková — M. Kochanová — J. Papšová — J. Michalík:  
**Biostratigrafické a litostratigrafické výskumy v strednotriasovom karbonátovom súvrství chločského príkrovu Horehronia** (Bratislava 20. 3. 1980)

Referát sumarizuje prvé výsledky štúdia sekvencie strednotriasových karbonátov. Najstarším členom je rozsiahle teleso pelsónskej karbonátovej megabrekcie vzniknuté podmorským sklzom. Skladá sa z chaoticky usporiadaných blokov „gutensteinských“ vápencov a dolomitov sklznutých z extrémne plytkovodného prostredia do panvy pri náhlom poklese hladiny. Najvyššiu časť komplexu tvorí sivý dolomit vzniknutý kompaktiou vytriedeného dolomitového piesku. Na rozmytom dolomite ležia doskovité čierne bitúmenové vápence s bohatou silicifikovanou plytkomorskou spodnoilýrskou faunou (foraminifery, konodonty, holotúrie, hubky, krinoidy, gastropódy, bivalvie, amonity, kelnatky, serpulidy, brachiopódy ai.). Vo vyššej časti pribúda pelagických organizmov. Nadložné súvrstvie lavicovitých popolovosivých organodetritických vápencov nesie znaky prúdiaceho prostredia otvoreného neritika (zloženie a zachovanie fauny, šikmé a gradačné vrstvenia a i.). Najvyššie horizonty niektorých lavíc sú preniknuté systémami chodbičiek infaunálnych živočíchov (krustaceí?). Súvrstvie „reiflinských“ svetlosivých rohovcových vápencov obsahuje zakrpatenú mikrofaunu konodontov, foraminifer, rádiolárií a spikúl hubiek (na báze aj holotúrie a rybie zúbky), indikujúce vrchnoilýrsku až fasanskú hlbokovodnú sedimentáciu. Najvyššia časť súvrstvia v priamom podloží lunzských vrstiev má podľa mikrofauny foraminifer a konodontov longobardský až kordevolský vek.

S P R Á V A

## **Použitie diskriminačnej analýzy na príklade čiernych bridlíc malokarpatského kryštalinika**

MILOSLAV KHUN

Katedra geochémie PFUK, Paulínyho 1, 801 01 Bratislava

*Doručené 11. 7. 1979*

### **Применение дискриминантного анализа для определения чёрных сланцев кристаллика Малых Карпат**

Дискриминантный анализ результатов геохимического опробования помог к разчленению чёрных сланцев рудоносного горизонта от непродуктивных. На основании большого количества опытов была получена 78 % точность их вычленения на основании содержания ванадия, меди и никеля. Эти элементы имеют основное значение для отличия продуктивных сланцев от непродуктивных.

### **The use of discriminant analysis on the example of black shales from the Malé Karpaty Mts. crystalline**

Contents of nickel, vanadium and copper allow a discrimination on 78 p. c. confidence level between "productive" and "non-productive" shales for base metal mineralization.

### **Použitá matematickoštatistická metóda**

Diskriminačná analýza sa používa pri riešení otázok triedenia jedincov do istých vopred definovaných skupín. Kritériá na oddelenie súborov, a tým aj na zaradenie jedinca vymedzuje diskriminačná

funkcia, ktorá môže byť lineárna, kvadratická, resp. iná. Lineárnu diskriminačnú funkciu, ktorú sme použili aj v prípade malokarpatských čiernych bridlíc, možno vytvoriť pomocou tzv. Mahalanobisovej zovšeobecnenej vzdialenosti  $D_2$ . Je to vlastne vzdialenosť vektorov aritmetických priemerov jednotli-

vých charakteristík, pričom sa berú do úvahy aj vlastnosti korelácie medzi charakteristikami. Výslednú hodnotu možno štatisticky testovať pomocou *F*-testu, ak majú charakteristiky normálne rozdelenie.

Diskriminačnou analýzou možno riešiť v podstate dve skupiny klasifikačných problémov (V. Sattran — B. Soukup 1973):

1. Otázky samostatnosti skupín jedincov na základe istého súboru znakov (premenných), t. j. ak sú dva súbory predstavované jednoznačne roztriedenými jedincami, možno pomocou súboru znakov (premenných) vyjadriť „vzdialenosť“ medzi týmito súbormi a tak získať predstavu miery nezávislosti medzi súbormi navzájom.

2. Otázky zaradenia sporných vzoriek do vopred definovaných skupín na základe typických súborov. Každá z problematických vzoriek sa zaraďuje do istej skupiny podľa afinity.

Obidve otázky sa riešia rovnakým spôsobom (pozri V. Sattran — B. Soukup 1973, R. L. Miller — J. S. Kahn 1962). Pri diskriminačnej analýze čiernych bridlíc malokarpatského kryštalinika sa použilo aj percentné vyjadrenie, ako prispievajú prvky k celkovej „vzdialenosti“ medzi priemermi.

## Opis objektu výskumu

Študovaný súbor vzoriek čiernych bridlíc malokarpatského kryš-

talínika bol rozdelený na vzorky z lokalít v produktívnych rudonosných zónach a na vzorky z lokalít mimo týchto zón (58 a 44 vzoriek). Prvá produktívna rudonosná zóna sa ťahne za zónou najstarších sedimentov na juhozápadnej strane pezinsko-perneckého kryštalinika a delí sa na dve časti, a to na južnú medzi Pezinkom a Kolárskym vrchom, a na severnú, medzi Konškými hlavami a Tureckým vrchom. Obidve časti oddeľuje výbežok granitoidných hornín v oblasti Kolárskeho vrchu. Ostatné tri produktívne zóny zrudnenia symetricky rozdeľujú mohutný komplex amfibolických hornín, ktorý sa nachádza v strede bridličnatého súvrstvia medzi Rybníckom, Pernekom a Kuchynou. Na západe je to zóna rudného poľa Ryhovej štôlne a ložiska Augustín, v strede zóna Rybníček — Čertov kopec — Križnica a najvýchodnejšie rudonosná zóna Köberling — Skalnatá — Kuchynská dolina (B. Cambel 1959, T. Buday — B. Cambel — M. Maheľ et al. 1962). Vzorky z lokalít mimo produktívnych zón boli odobraté z ostatných výskytov čiernych bridlíc v kryštaliniku Malých Karpát.

## Postup riešenia

K dispozícii bolo 102 vzoriek čiernych bridlíc odobratých zo študovaného územia v rokoch 1976 až 1977. Spektrálne analýzy na 10 stopových prvkoch boli vykonané v GÚ



PFUK Bratislava. Základné štatistické charakteristiky analyzovaných stopových prvkov sú v tab. 1. Diskriminačná analýza vzoriek čiernych bridlíc malokarpatského kryštalinika sa počítala podľa programu I. Jedličku (VVS Bratislava) na stolnom programovacom kalkulátore WANG 2200B. Išlo o klasifikačný

ktorým každá z nich prispieva k diskriminácii medzi definovanými súbormi (v percentách), ďalej zo všeobecnenu Mahalanobisovu vzdialenosť  $D_2$ , diskriminačný index  $R_0$ , ktorý predstavuje strednú hodnotu medzi dvoma definovanými súbormi a je vlastne hraničná hodnota medzi nimi. Uvedená je aj hodno-

*Základné štatistické charakteristiky študovaných stopových prvkov (obsahy v ppm)*  
*Mean statistical parameters of investigated trace elements*

Tab. 1

| Prvok | Produktívne zóny (58 vz.) |        |      |         | Mimo zón (44 vz.) |        |      |         |
|-------|---------------------------|--------|------|---------|-------------------|--------|------|---------|
|       | $\bar{x}$                 | medián | $S$  | $V$ (%) | $\bar{x}$         | medián | $S$  | $V$ (%) |
| B     | 47                        | 35     | 59   | 127     | 43                | 36     | 63   | 147     |
| V     | 507                       | 380    | 792  | 156     | 198               | 115    | 206  | 104     |
| Cu    | 118                       | 92     | 107  | 91      | 48                | 30,5   | 58   | 122     |
| Ni    | 211                       | 106    | 224  | 106     | 31                | 29,5   | 20   | 66      |
| Cr    | 127                       | 50     | 155  | 123     | 76                | 74     | 47   | 62      |
| Ba    | 3562                      | 805    | 4076 | 114     | 4614              | 955    | 5132 | 111     |
| Sr    | 122                       | 105    | 93   | 76      | 214               | 130    | 318  | 148     |
| Ti    | 3673                      | 3625   | 1638 | 44      | 4764              | 5050   | 1520 | 32      |
| Pb    | 10                        | 4      | 9    | 96      | 10                | 5      | 24   | 237     |
| Zr    | 117                       | 112    | 54   | 46      | 117               | 121    | 53   | 45      |

problém zaradenia jedincov (vzoriek) do vopred stanovených a definovaných skupín. Celý súbor (102 vzoriek) sa potom diskriminačnou analýzou rozdelil na dva súbory s uvedeným počtom vzoriek a sledovala sa správnosť zaradenia vzoriek podľa príslušnosti do skupín. Urobilo sa viac pokusov pri rozličnom počte premenných (prvkov). Ďalej uvádzame podľa výstupu z počítača pri rozličnom počte premenných odhad ich príspevku,

ta  $F$ -testu významnosti rozdielov medzi celkovými priermi súborov a počet stupňov voľnosti. Hodnota  $F$  má pri čiernych bridliciach malokarpatského kryštalinika len orientačný význam, pretože súbory ako celky nemajú normálne rozdelenie (tab. 2).

### Výsledky riešenia

V tomto prípade bolo zo 102 vzoriek zaradených 78 správne, čo

*Výsledky diskriminačnej analýzy  
pri 10 premenných  
Result of discriminant analysis  
at 10 variables*

Tab. 2

| Premenná | Príspevok ‰ |
|----------|-------------|
| B        | 0,89        |
| V        | 39,56       |
| Cu       | 23,80       |
| Ni       | 38,33       |
| Cr       | -12,16      |
| Ba       | 4,87        |
| Sr       | 5,18        |
| Ti       | -3,00       |
| Pb       | -0,20       |
| Zr       | 2,70        |

MAHALANOBIS  $D_2 = 2,116$   
 TEST  $F = 4,818$   
 DISK. INDEX  $R_o = 0,80$

10 a 91 stupňov voľnosti

predstavuje 77-percentnú správnosť. K diskriminácii najväčšou mierou prispieva V, Cu a Ni. Preto sa tieto tri premenné vybrali a použili samostatne (tab. 3).

Zo 102 vzoriek bolo v tomto prípade správne zaradených 74, čo predstavuje zníženie percenta správnosti zaradenia oproti prvému prípadu na 73 ‰. Z toho možno usudzovať, že aj ostatné študované stopové prvky prispievajú svojou mierou k diskriminácii medzi vzorkami z produktívnych zón a vzorkami z oblasti mimo produktívnych zón v malokarpatskom kryštaliniku. Preto v ďalšom pokuse boli z 10 premenných vylúčené len tie, kto-

rých príspevok k diskriminácii bol záporný (znižovali diskriminačný index  $R_o$ ), t. j. prvky Cr, Ti a Pb.

*Výsledky diskriminačnej analýzy  
pri 3 premenných  
Results of discriminant analysis  
at 3 variables*

Tab. 3

| Premenná | Príspevok ‰ |
|----------|-------------|
| V        | 25,33       |
| Cu       | 20,60       |
| Ni       | 54,06       |

MAHALANOBIS  $D_2 = 1,424$   
 TEST  $F = 11,638$   
 DISK. INDEX  $R_o = 1,322$

3 a 98 stupňov voľnosti

Program sa potom upravil pre 7 premenných.

*Výsledky diskriminačnej analýzy  
pri 7 premenných  
Results of discriminant analysis  
at 7 variables*

Tab. 4

| Premenná | Príspevok ‰ |
|----------|-------------|
| B        | 1,11        |
| V        | 25,49       |
| Cu       | 19,92       |
| Ni       | 40,76       |
| Ba       | 4,88        |
| Sr       | 5,37        |
| Zr       | 2,43        |

MAHALANOBIS  $D_2 = 1,828$   
 TEST  $F = 6,143$   
 DISK. INDEX  $R_o = 0,359$

7 a 94 stupňov voľnosti

V tomto prípade bolo zo 102 vzoriek správne zaradených 80, čo predstavuje 78-percentnú správnosť. Je to zatiaľ najlepší výsledok, ale možno ho ešte zlepšiť, napr. použitím logaritmov hodnôt obsahov sledovaných stopových prvkov, kvadratickou diskriminačnou funkciou a pod. Percento správnosti zaradenia prakticky súhlasí s údajmi v literatúre, napr. P. E. Potter — N. F. Shimp — J. Witters (1963) z 33 vzoriek morských a sladkovodných sedimentov správne zaradili 28 vzoriek (85-percentná správnosť).

## Záver

Záverom možno konštatovať, že na odlišenie čiernych bridlíc produktívnych zón od ostatných čiernych bridlíc malokarpatského kryštalinika najväčšou mierou prispieva obsah V, Cu a Ni. Vlastnú diskriminačnú analýzu možno použiť s presnosťou okolo 80 % (po zlepšení aj s väčšou) na zaradovanie sporných vzoriek čiernych bridlíc podľa príslušnosti či už do produktívnych zón alebo do oblastí mimo produktívnych zón v kryštaliniku Malých Karpát.

## LITERATÚRA

- Buday, T. — Cambel, B. — Mahel, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXXV, M-33-XXXVI, Wien — Bratislava. Bratislava, V SAV. 248 s.
- Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochémia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 3, 338 s.
- Miller, R. L. — Kahn, J. S. 1962: Statističeskij analiz v geologičeskich naukach. *Preklad z angličtiny. Moskva, MIR.* 480 s.
- Potter, P. E. — Shimp, N. F. — Witters, J. 1963: Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. *Geochim. cosmochim. Acta (London)*, 27, pp. 669—694.
- Sattran, V. — Soukup, B. 1973: Použití matematických metod v geologii. *1. vyd. Praha, ÚUG.* 153 s.

## The use of discriminant analysis on the example of black shales from the Malé Karpaty Mts. crystalline

MILOSLAV KHUN

Discriminant analysis has been applied to test the selection of black shales coming from productive ore zones from a set of undifferentiated samples from the Malé Karpaty Mts. crystalline area. The samples were previously dichotomized into groups coming from and outside of an ore-bearing zone. According to results of mathematical processing

of geochemical data, a 78 p. c. confidence level of classification has been achieved mainly according to vanadium, copper and nickel content in investigated samples. These elements contribute considerably to the discrimination of black shales taken from the productive belt.

*Preložil I. Varga*

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Michalík: **Nové názory na štatút a členenie réiskeho stupňa** (Bratislava 20. 3. 1980)

O réte ako najstaršom stupni triasovej periódy sa viedli stratigrafické spory už pred jeho definovaním (C. W. G ü m b e l 1861). Charakterizovali ho litologické znaky súvrství korelovaných výskytom faciálne závislého lastúrnika *Rhaticula contorta* (neskôr nahradeného vo funkcii indexnej fosílie vo svete sporadicky sa vyskytujúcim amonitom *Choristoceras marshi*, ktorý však má užšie stratigrafické rozpätie). Hranicu medzi rétom a podložným norikom sa doteraz nepodarilo presne a spoľahlivo stratigraficky definovať. Návrhy na riešenie tohto problému možno začleniť do štyroch alternatív: A. zahrnúť réť do jurskej periódy (už odmietnutý Leymerieho náhľad), B. zúžiť rozsah rétu na zónu *Choristoceras marshi* (stále menej prijímaný Mojsisovicsov názor), C. v súlade s pôvodnou definíciou včleniť do rétu najvyšší podstupeň (norikusevát — zónu *Rhabdoceras suessi*), D. zrušiť réť a začleniť ho do noriku ako podstupeň, resp. do sevatu ako jeho najvyššiu zónu (*Choristoceras marshi*).

Na poslednom zasadnutí v Mníchove odporučila Medzinárodná subkomisia pre triasovú stratigrafiu alternatívu C. Upozornila pritom na nevyhnutnosť používať termín réť iba v chronostratigrafickom význame, t. j. ako najvyšší stupeň triasu, a vyľúčiť ho z použitia v litostratigrafickom zmysle (napr. „germánsky réť“ treba volať „vrchný keuper“ alebo „Rhaetkeuper“). Podobne u nás napr. „réť krížňanského príkrovu“ je v skutočnosti súvrstvím (fatranské vrstvy). Na jasnú definíciu hraníc stupňa treba zintenzívniť multidisciplinárny výskum a medzinárodnú spoluprácu.

S. Ďurovič: **Polytypizmus a identifikácia vrstvovitých silikátov** (Bratislava 14. 2. 1980)

Polytypizmus ako špeciálny prípad polymorfizmu je schopnosť látky vytvárať dve alebo viac štruktúr, ktoré možno chápať ako zložené z vrstiev, pričom sa štruktúry od seba odlišujú iba spôsobom uloženia vrstiev. Príčinou polytypizmu je, že na naloženie istej vrstvy na predchádzajúcu je počas kryštalizácie viac geometricky, a teda aj energeticky, ekvivalentných možností. Výsledkom toho je prakticky zanedbateľný energetický rozdiel medzi jednotlivými polytypmi tej istej látky, a teda aj možnosť výskytu viacerých (periodických a neusporiadaných) polytypov v jedinej vzorke, ba dokonca aj v jedinom „monokryštáli“. Klasickým predstaviteľom polytypizmu je SiC, z minerálov najmä kým ZnS a vrstvovité silikáty.

S ohľadom na to, čo sme uviedli, nemožno rtg fázovú analýzu vrstvovitých silikátov robiť iba pomocou bežných katalógov difrakčných údajov (ASTM). Je nevyhnutné využívať predpoved štruktúr najpravdepodobnejších polytypov danej látky, počítačovú simuláciu ich difrakčných obrazov a porovnávať ich s experimentálnymi dátami. Teória OD štruktúr, ktorá je zovšeobecnením klasickej teórie symetrie kryštalických látok, poskytuje na tieto účely efektívny teoretický aparát.

Princípy identifikácie sa ilustrovali na príklade Mg vermikulitu.

## Gravimetrická metóda separácie K-živcov

JURAJ MACEK, MILAN ŽABKA, LUBICA VILINOVIČOVÁ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava

(1 obr. v texte)

Doručené 21. 11. 1979

### Гравитационный метод сепарации калиевых полевых шпатов

В статье приведён процесс сепарации калиевых полевых шпатов из некоторых гранитоидных пород Западных Карпат. Чистота полученного концентрата находится в пределах 96—99 ‰.

### A gravimetric method of separation of potash feldspars

A new procedure is presented utilizing heavy fluid for the separation of potash feldspar from some West Carpathian granitoid rocks. The obtained potash feldspar concentrate is of 96—99 p. c. purity.

Metodikou separácie draselných živcov na mineralogické, petrografické, geochronologické a geochemické účely sa zaoberali viaceré práce (napr. J. V. Smith 1974, P. Ney 1973, M. Ya. Katz 1966, J. Fiala et al. 1978 a i.). Gravitačná metóda separácie K-živcov je v súčasnosti už rozpracovaná veľmi dobre. Najlepšie výsledky sa dosahujú pri využití hustotného gradientu ťažkej kvapaliny (ďalej TK), ktorý sa získava:

1. postupným nadvrstvovaním stále

ľahšej kvapaliny (T. W. Wingent in A. Parfenoff et al. 1970),

2. postupným podvrstvením stále ťažšej TK (vypracovaná v IGEM pod vedením I. P. Solovovovej — nepublikované),
3. teplotným gradientom (M. Ya. Katz 1966); uvedené spôsoby umožňujú separovať K-živce podľa hustoty veľmi presne, ale sú časovo a na prístroje náročné.

V práci opisujeme spôsob gravitačnej separácie založený na modi-

fikácii Petelenovho lievika a Solovovovej metódy, ktorý je v každom mineralogickom laboratóriu. Tento spôsob pokladáme pre technickú nenáročnosť za veľmi vhodný, a preto ho zverejňujeme.

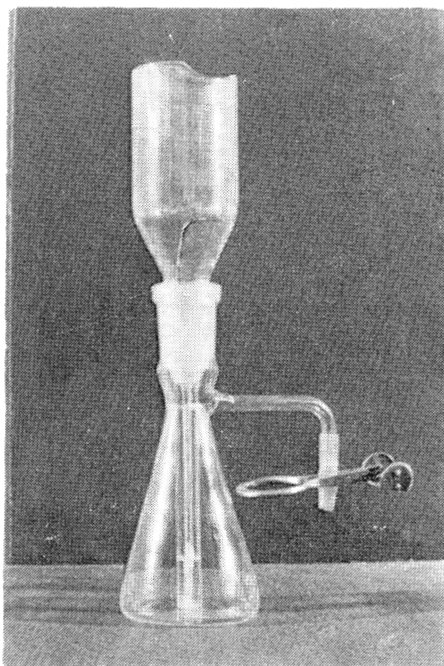
Predpoklady úspešnej separácie K-živcov z granitoidných hornín týmto spôsobom sú: 1. draselné živce musia byť nepremenené, 2. veľkosť K-živcov nemá klesnúť pod 0,1 mm, 3. hustota sprievodných minerálov a prerastov musí byť odlišná od hustoty K-živca, 4. musí sa zabezpečiť stabilizácia hustoty ŤK počas separácie s presnosťou hustoty 0,005 g/cm<sup>3</sup>.

### Konštrukcia prístroja

Prístroj sa skladá zo sklenej kužeľovitej nádoby so zabrušeným hrdlom, do ktorého sa vkladá lievik so zábrusom predĺžený kapilárkou s priemerom 1,5 mm. Z hrdla kužeľovitej nádoby je vyvedená sklenená rúrka na odber vzorky so svetlosťou 2 mm. Koniec rúrky je opatrený gumovou hadičkou s tlačkou na reguláciu odberu vzorky (obr. 1). Aby počas odberu nenastalo neželateľné vírenie vzorky, vkladá sa do kapiláry lievika nekorodujúci drôt vhodného priemeru, ktorý znižuje prietokovú rýchlosť privádzanej ŤK.

### Postup práce

Rozomletá hornina v triede od 0,1—0,16 (resp. 0,08—0,25) sa pre-



Obr. 1. Sklený separačný prístroj na gravitačné metódy separácie s vrchným odberom. Foto H. Brodňanská

Fig. 1. Separator for the gravimetric separation with upper offtake. Photo H. Brodňanská

myje v liehu a vysušená vloží do sklenej kužeľovitej nádoby. Nádobku so vzorkou naplníme príslušnou ŤK do výšky vypúšťacieho otvoru a magneticky premiešame. Do kapiláry vsunieme nekorodujúci drôt požadovanej hrúbky, tlačkou otvor uzatvoríme a lievik naplníme používanou ŤK. Po rozrušení vzorky v kužeľovitej nádobe uvoľníme tlačku vypúšťacieho otvoru, pričom ŤK z lievika pomaly preteká do kužeľovitej nádobky a vytlačí ľahkú frakciu cez vypúšťací otvor do lievika s filtračným papierom. Opa-

kovaním tohto postupu možno získaný koncentrát prečistiť.

## Diskusia a záver

Uvedeným spôsobom sme separovali 25 vzoriek K-živcov vybraných zo súboru 100 vzoriek granitoidných hornín Západných Karpát. Čistotu získaného koncentráту sme kontrolovali opticky pomocou farbiacich skúšok na naleštených práškových preparátoch zaliatych v polyestere a rtg difrakciou. Po druhej separácii bola najnižšia čistota koncentrátu pri dvoch vzor-

kách 96 ‰, čistota ostatných vzoriek sa pohybovala od 97—99 ‰. Na znečistení koncentrátu sa zúčastňuje hlavne kremeň, plagioklas, muskovit a chlorit (najčastejšie ako prerasty s K-živcom).

Opísaný separačný spôsob sa môže ďalej použiť v záverečnej etape separácie živcov z hornín, pri ktorej je nevyhnutné použiť aj iné separačné metódy (elektromagnetická separácia, flotácia).

Na záver upozorňujeme, že sa opísaným spôsobom dajú separovať aj iné minerály, pri ktorých možno uplatniť gravitačnú metódu, a to až do hustoty 4,2 (Clericiho roztok).

## LITERATÚRA

- Fiala, J. Hejl, V. — Sedláček, V. 1977: Metodika dělení minerálů světlé horninové složky. *Čas. miner. geol.*, 22, 3, s. 317—321.  
 Katz, M. Ya., 1966: New methods of mineral investigation in the gravity field. *Moskva, Nauka*. 159 s.  
 Ney, P. 1973: Zeta — Potentiale und Flotierbarkeit von Mineralen. *Wien, Springer-Verlag*. 214 S.  
 Parfenoff, A. — Pomerol, Ch. — Tourenq, J. 1970: Les Minéraux en grains (méthodes d'étude et détermination. *Paris, Masson et Cie*, p. 66—67.  
 Smith, J. V. 1974: Feldspar Minerals 1. *New York, Springer-Verlag*. 627 s.

## A gravimetric method of separation of potash feldspars

JURAJ MACEK — MILAN ŽABKA — ĽUBICA VILINOVIČOVÁ

The best results of potash feldspar separation for mineralogical, petrological, geochemical and geochronological purposes were achieved up to present mainly by gravimetric methods. There density gradients of heavy fluids are utilized.

A new gravimetric method is suggested

by use of Petelen's funnel and the Solovov's method. The procedure is technically very simple.

The main conditions of a successful separation are: the freshness of potash feldspar grains, their sufficient size (over 0.1 mm) and a sufficient differential density between the potash feldspar and

accompanying minerals or intergrowths. Another condition is the density stabilization of the applied heavy fluid with a  $0.005 \text{ gcm}^{-3}$  accuracy. The apparatus used is on the Fig. 1.

A set of 25 separated potash feldspar samples selected from one hundred ones has been prepared using the procedure. These samples represent almost all kinds of West Carpathian granitoids.

After the second separation, potash feldspar samples achieving 96–99 p. c. purity were obtained. The method allows also the separation of other minerals being limited only by the used heavy fluid density (up to  $4.2 \text{ gcm}^{-3}$  density of the Clerici's fluid).

*Preložil I. Varga*

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

**M. Böhmer: Asociácia priemyselných typov ložísk v stredoslovenských neovulkanitoch (Bratislava 17. 4. 1980)**

Podľa súčasných poznatkov majú rudné obvody neogénnej až neskoroalpínskej metalogenetickej epochy Západných Karpát veľa rovnakých črt, a preto ich možno súborne charakterizovať. Rudné obvody a rudné polia sa spravidla viažu na centrálné vulkanické zóny s vyzdvihnutým predneogénnym podložím a intruzívnym komplexom gabrodioritov, dioritov, monzonitických dioritov, kremenitých dioritových porfýrov (dacitov), granitových porfýrov (ryolitov). Zrudnenie sa vyvíjalo s etapami vulkanoplutonickéj aktivity v bádene až sarmate a s dozvukmi v panóne. Generálna vývojová tendencia procesu mineralizácie bola: polymetalické rudy — Au—Ag rudy — Hg rudy. Z hľadiska štruktúr a hĺbky vzniku možno rozlíšiť viaceré typy.

1. Hlbinné vulkanické ložiská skarnových a porfýrových Cu rúd spätých s intermediárnymi intrúziami. Typickými predstaviteľmi sú banskoštiavnické typy žilníkovovo-impregnačných rúd a indicie v intruzívnych telesách centrálnych vulkanických zón ďalších vulkanických vrchov Západných Karpát. Z hľadiska výskytu Cu rúd sú najperspektívnejšie.

2. Subvulkanické polymetalické ložiská žilného a žilníkového typu s výraznou zonálnosťou. Najhlbšia zóna produkuje monometalické Cu rudy. Typickým predstaviteľom sú štíavnické rudné žily polymetalickej zóny.

3. Subvulkanické žilné a žilníkové Au, Ag ložiská vrchnosarmatského veku viažúce sa na kyslé magmatické diferenciáty. Predstaviteľom sú kremnické rudné žily a časť rudných žíl štíavnicko-hodrušského rudného poľa.

4. Vulkanické ložiská sú reprezentované mnohými výskytmi rumelky a niekoľkými preskúmanými ložiskami v Kremnických vrchoch, Slanských vrchoch a vo Vihorlate. Mineralizácia môže byť panónskeho veku.

Územie neovulkanitov Západných Karpát pokladáme za perspektívne na Cu rudy, ako aj Pb, Zn, Au, Ag, Hg, pričom za najperspektívnejšie pokladáme žilníkovovo-impregnačné typy rúd späté s neogénnymi hypoabysálnymi intrúziami, pretože sú pri nich splnené podmienky na vznik žilníkovovo-impregnačných rúd včítane Cu rúd porfýrového typu.



## AKTUALITA

### Вольфрамит в Низких Татрах

MIROSLAV PULEC

#### Вольфрамит в Низких Татрах

В результате шлиховой съёмки на южных склонах Низких Татьер был обнаружен вольфрамит в 91 шлиховых пробах в местах с татридным и вепоридным развитием кристаллических пород. Аномальное содержание вольфрамита установлено в долинах Гелфусова, Шпиглова и Шифрова. Кроме этого вольфрамит был установлен в кернах скважин на месторождении Гусарка и Шпиглова. Также и в образцах пород на поверхности. Вольфрамит встречается в кварцевых жилах или же в кремнистом мигматите вместе с шеелитом и самородным золотом.

#### Wolframite in the Nízke Tatry Mts.

During a panning prospection at the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. range, wolframite has been found to occur in 91 panning samples taken in areas of crystalline rocks ranged to the Tatríde and Veporíde units. Anomalous contents of wolframite occur in the Gelfúsová, Špiglová and Šifrová dolina valleys. Over that, wolframite has been identified in the drill cores at the Husárka and Špiglová localities as well as in surficial rock samples. Wolframite occurs in quartz vein filling or in silicified migmatite in association with scheelite and native gold.

Pri šlichovej prospekcií na južných svahoch v západnej časti Nízkyh Tatier sa voframit zistil v tatrickej aj veporickej časti kryštalinika (mapové listy Jasenie, Horná Lehota, Mýto pod Ďumbierom).

Prvýkrát sme ho zistili roku 1976 (M. Pulec) na území zmapovanom na liste Mýto pod Ďumbierom. Vo veporickej časti kryštalinika bol v stopách identifikovaný v 9 šlichoch a v dvoch prípadoch, v ľavom bezmennom prítoku v závere doliny Bystrá a v závere Beňušskej doliny, sa zistil zvýšený obsah až do 1 g/m<sup>3</sup>. V tatrickej časti kryštalinika sme voframit našli aj v oblasti zachytenej na listoch Jasenie a Horná Lehota. V tatrickej časti kryštalinika je pomerne častým minerálom. Dovedna sa voframit identifoval v 64 šlichoch (M. Pulec 1976, 1978). Zvýšený obsah (do 1 g/m<sup>3</sup>) bol zistený vo Vajskovej doline a pod Kotlískami. Pri detailných šlichovacích prácach roku 1978 sa v oblasti Jasenie-Kyslá identifikoval anomálny obsah (1—5 g/m<sup>3</sup> a 5—15 g/m<sup>3</sup>) v Šifrovej a Špiglovej doline a v doline Gelfúsová, kde sa našiel v 16 šlichoch.

Pri výskume scheelitového zrudnenia v oblasti Jasenie-Kyslá volframit prvýkrát (hübnerit) identifikoval vo vrte J. Kantor (1979) a v povrchových vzorkách lokality Husárska a Špiglová J. Beňka — Š. Suchý (1980). Volframit sa našiel v žilnom kremeňi a v intenzívne prekremených migmatitoch pásma Špiglová (A. Klínek et al. 1980). Jeho anomálny obsah ( $5-15 \text{ g/m}^3$ ) v rázsoche medzi Špiglovou a Šifrovou dolinou v šličoch, ako aj prítomnosť v úlomkoch hornín svedčia o možnosti zistiť volframit vo výdoch.

Volframit sa vyskytuje vo forme drobných čiernych zŕn pod 1 mm. Iba ojedinele sa zistil v šličoch v zrnách nad 1 mm. Pre veľmi dobrú štiepateľnosť a krehkosť je v rozsykoch zriedkavý. Vo vyššom obsahu býva iba v blízkosti primárnych výskytov. Bol identifikovaný chemicky (Geoindustria Jihlava), röntgenograficky a mikroskopicky (Geologický ústav D. Štúra).

Volframit sa viaže na pneumatolyticko-hydrotermálne kremeňové žily a je v nich v asociácii so scheelitom a zlatom. Podľa doterajších poznatkov má v týchto žilách mineralogicky význam, ale nemožno vylúčiť ani jeho zrudnenia väčšieho rozsahu.

*Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava*

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 12, číslo 5, október 1980.

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, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 21197. 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 14. 10. 1980. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.

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

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

*Miloslav Khun*

Použitie diskriminačnej analýzy na príklade čiernych bridlíc malokarpatského kryštalinika

The use of discriminant analysis on the example of black shales from the Malé Karpaty Mts. crystalline

469

METODIKA VÝSKUMU

METHODS OF INVESTIGATION

*Juraj Macek — Milan Žabka — Lubica Viliňovičová*

Gravimetrická metóda separácie K-živcov

A gravimetric method of separation of potash feldspars

475

AKTUALITY

NEWS

*Miroslav Pulec*

Volframit v Nízkyh Tatráh

479 Wolframite in the Nízke Tatry Mts.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

*Miroslav Pulec*

Metodika a výsledky šlichovacích prác

Methodics and results of panning prospecting

407

*Milan Mišík*

Predkvartérne sintre (speleotémy) a fosilné zvetrávacie kôry typu caliche (caltrete) v Západných Karpatoch

Pre-Quaternary sintres (speleothemes) and fossil weathering crusts of caliche (caltrete) type in the Western Carpathians

440

*Miroslav Koděra*

Žilníkovno-impregnačné a metasomatické zrudnenie v bani Rozália v Banskej Hodruši

Stockwork-disseminated and metasomatic ore-mineralization at the Rozália mine in Banská Hodruša

454

*Ján Mišíkovic — Viera Mišíkovicová*

Postvulkanická mineralizácia niektorých lokalít v stredoslovenských neovulkanitoch

Postvolcanic mineralization at some localities in the Middle Slovakian neovolcanic region

454

*O. Jendrejáková — M. Kochanová — J. Papšová — J. Michalík*

Biostratigrafické a litostratigrafické výskumy v strednotriasovom karbonátovom súvrství chočského príkrovu Horehronia

Biostratigraphic and lithostratigraphic investigations in the Middle Triassic carbonate sequence of the Choč nappe at the Hron river upper tract

468

*Jozef Michalík*

Paleogeografia, paleotektonika a stratigrafia triasu Južných Alp

Paleogeography, paleotectonics and stratigraphy of Triassic in the Southern Alps

474

*Stanislav Ďurovič*

Polytypizmus a identifikácia vrstvovitých silikátov

Polytypism and identification of layer silicates

474

*Miloslav Böhmer*

Asociácia priemyselných typov ložísk v stredoslovenských neovulkanitoch

Association of industrial ore deposits in the Middle Slovakian neovolcanic area

478

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

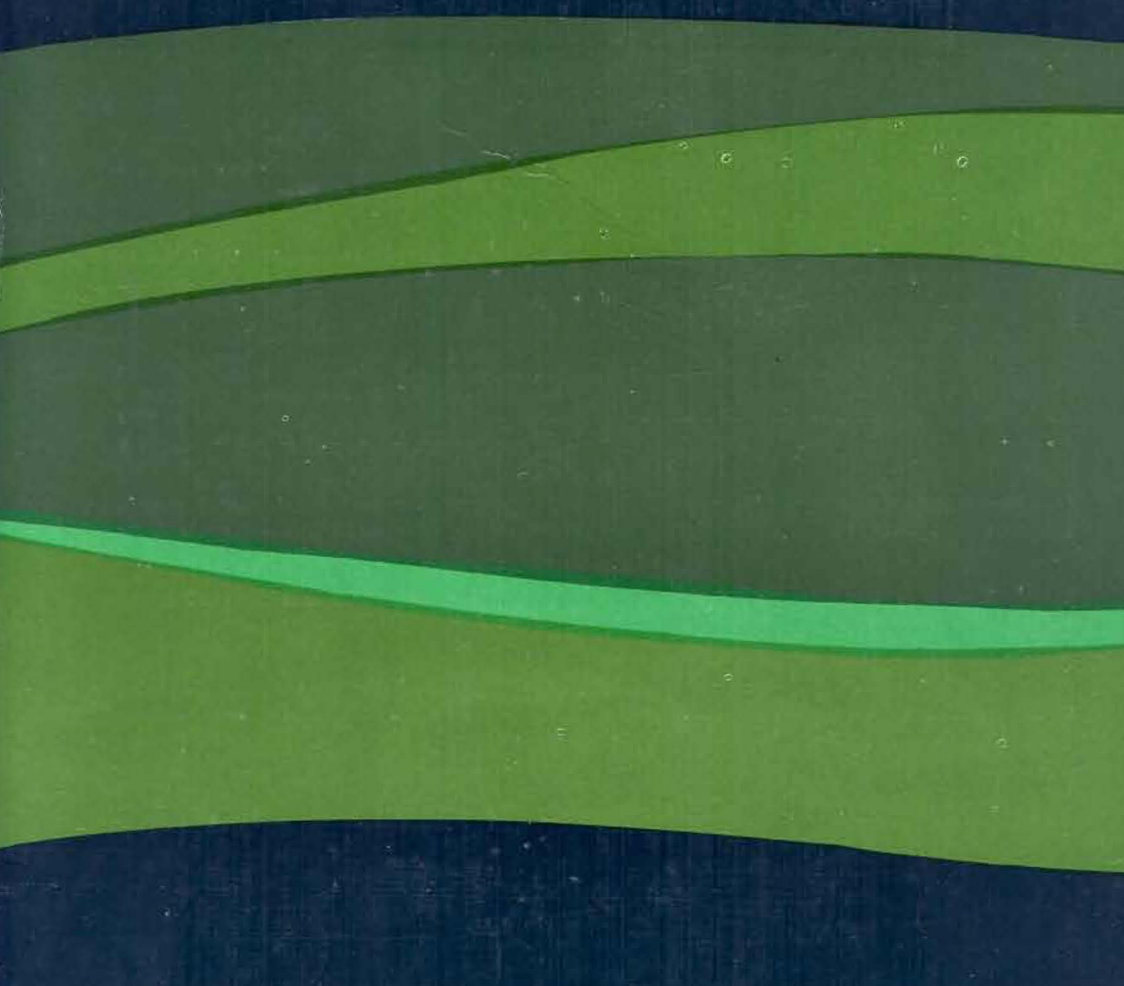
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

The lower half of the page features an abstract graphic design. It consists of several horizontal, wavy bands of color. From top to bottom, the colors are a dark olive green, a medium green, a dark grey-blue, a bright yellow-green, and a light yellow-green. The bands are separated by thin, dark lines and have a slightly irregular, hand-drawn appearance. The overall effect is a modern, minimalist aesthetic.