VYDAVATEĽ:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu:

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

49 374

1B 128 b

MINERALIA SLOVACA

19 1987 5

1 B 128 b 1987 19 II

MINERALIA SLOVACA

Vol. 19
1987
№ 5
385—480

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

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

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

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

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

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

OBSAH CONTENTS

Dušan Ďurica — Jurij G. Namestnikov — Taťjana V. Streľcova — Jevgenij G. Dongarov

Kenozoický vývoj panónskej panvy a jej okrajov **385** History of the Pannonian Basin and its margins in the Cenozoic

Michal Kaličiak — Ivan Repčok

Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov severnej časti Slanských vrchov **401** Reconstruction of time development of volcanoes in the northern part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia

Dionýz Vass — Michal Elečko — Viera Kantorová — Ružena Lehotayová — Ján Klubert

Prvý nález morského otnangu v juhoslovenskej panve **417** The first discovery of marine Ottnangian in the South Slovakian Basin

Rudolf Ďuďa — Elena Kaličiaková

Mineralogicko-paragenetické pomery na Hg ložisku Merník **423** Mineralogical-paragenetic conditions on the Merník Hg deposit, Eastern Slovakia

Martin Radvanec — Boris Bartalský

Geochemická zonálnosť stratiformnej sulfidickej mineralizácie v oblasti Smolník — Štós — Medzev **443** Geochemical zoning of stratiform sulphide ore mineralization in the Smolník — Štós — Medzev area, Eastern Slovakia

Luboslav Maťo — Milan Háber — Juraj Knésl

Výskyt Te minerálov v kremnickom rudnom rajóne **457** The occurence of Te-minerals in the Kremnic

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Co

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ

3902001022006

Jozef Stankovič — Milena Kozumplíková

Telurobizmutit z lokality Kráľová v rudnom rajóne Javoria, stredoslovenské neovulkanity **469** Tellurobismutite from Kráľová locality in the Javorie Mts. ore district, Middle Slovakian neovolcanic region

AKTUALITY NEWS

Miroslav Pulec — Ivan Horvath

Nález bentonitu vo vulkanickom komplexe Hálna hora (Breznianska kotlina) **475** Discovery of bentonite in the Hálna hora volcanic complex (the Breznianska kotlina Basin), Middle Slovakia

Viktória Szalaiová — Darina Marušiaková

Tiažová a geomagnetická anomália na východ od Bratislavy **477** Gravity and geomagnetic anomaly east of Bratislava

KRONIKA CHRONICLE

Pavel Fabini

Prof. Ing. dr. Vojtěch Mencl, DrSc., jubiluje **479** Jubilee of Prof. Ing. dr. Vojtěch Mencl, DrSc.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI THE SOCIETY'S LIFE

Abstrakty z prednášok **416** **456** **467** Abstracts of lectures

RECENZIA BOOK REVIEW

Ján Hurný

La grande encyclopedie des mineraux (R. Ďuďa — L. Rejl) **474**

Geologický ustav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Mineralia slov.
19 *(1987), 5, 385—400*

History of the Pannonian Basin and its margins in the Cenozoic

DUŠAN ĎURICA*, JURIJ G. NAMESTNIKOV**, TAŤJANA V. STREĽCOVA**, JEVGENIJ G. DONGAROV**

* Český geologický úřad, Kodaňská 10, 101 59 Praha 10
** ВНИИ Зарубежгеология, Москва Б-49, Крымский вал 22

Received 11. 12. 1986

История развития территории Паннонской впадины и её оформления в кайнозое

В статье рассмотрены вопросы, касающиеся распространения и литологического состава осадочных кайнозойских образований Паннонской впадины. Текст иллюстрирован 10 картами.

В истории развития территории Паннонской впадины в кайнозое выделяется три основных седиментационных цикла. Первый, эоценолигоценовый, характеризовался развитием морской трансгрессии в центральной части впадины, а также в отдельных ее краевых частях. Регрессия моря произошла в позднем олигоцене. Второй цикл, миоценовый, начался эггенбург-карпатской морской трансгрессией, охватившей вначале, в основном, юго-западные районы впадины. В баденский век отмечалась кульминация трансгрессии, когда большая часть территории впадины была покрыта мелководным морем. Регрессия моря отмечается в конце сарматского времени. Третий цикл, плиоценовый, отличается новой трансгрессией моря, покрывшей значительные участки Паннонской впадины (паннон-понт). Затем наступила регрессия морского бассейна и накопление континентальных осадков.

В результате проявления первого седиментационного цикла продолжалась заключительная стадия формирования структурных элементов, заложившихся, главным образом, в мезозое. Во второй и третий циклы сформировались современные очертания новой структуры — Паннонской впадины. При этом во время второго цикла заложились, прежде всего, Венская и частично Малая Венгерская, Савско—Дравско—Мурская впадина и впадина Восточно-Словацкого неогена (рис. 9). Во время третьего цикла сформировалась, главным образом, Большая Венгерская впадина (Алфельд) и дальнейшее развитие получили Малая Венгерская и Савско—Дравско—Мурская впадины (рис. 10).

Особенности развития Паннонской впадины в кайнозое и, особенно, в неогене имеют существенное значение при оценке перспектив нефтегазоносности этой территории.

History of the Pannonian Basin and its margins in the Cenozoic

The paper discusses the distribution and lithology of the Cenozoic sedimentary formations in the Pannonian Basin.

In the development of the Pannonian Basin area three principal sedimentary cycles have been delimited. The first, Eocene to Oligocene

cycle, the second, Miocene cycle and the third, Pliocene cycle.

In result of the manifestation of the first sedimentary cycle, the development of structural elements, initiated mainly in the Mesozoic, entered the final stage. In the second and third cycles the present-day outlines of a new structure, the Pannonian Basin, were formed. Simultaneously, it was chiefly the Vienna Basin, in part the Minor Hungarian Plain, the Sava-Drava-Mura depression and the Neogene East Slovakian Basin that originated during the second cycle (Fig. 9). In the third cycle the Great Hungarian Plain was generated and the Minor Hungarian Plain and the Sava-Drava-Mura depression continued developing (Fig. 10).

The peculiarities of the development of the Pannonian Basin in the Cenozoic and especially in the Neogene, are of primary importance for evaluating the oil-gas prospects of this area.

In the Upper Paleozoic and Mesozoic the area of the Pannonian Basin extended for the most part in the region of shelf seas, which bordered the ancient Tethys Ocean. The pre-Cenozoic history of this area was terminated by a regional uplift and folding at the end of the Cretaceous period and by the origin of a landmass that existed until the Paleocene (Ďurica et al., 1984). The subsequent geological history of this area was connected with the evolution of the Paratethys sedimentary basin, whose peculiar configuration was controlled mainly by the developmental character of the Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic belt.

During the Eocene and Oligocene (Figs. 1, 2) the southern marginal parts and the central part of the Pannonian basin area had subsided. In the marginal parts of its present-day structural plan sedimentation of coarse clastic rocks essentially prevailed; along the longitudinal faults in the central part (Savian depression, Szolnok graben) flyschoid complexes and predominantly carbonate sediments were deposited. The uplift of the Inner Carpathians and Dinarides in the late Oligocene and early Miocene provoked the uplift of the Pannonian basin area, which resulted in the interruption of sedimentation. At that time sedimentation only continued in the NW and E.

At the beginning of the Miocene epoch, in the Eggenburgian, Ottnangian, Karpatian and Badenian, the intensified tectonic subsidence of the Alpine foredeep brought about another transgression in the west of the Paratethys, which extended gradually eastwards. During the Eggenburgian to Ottnangian this caused deposition (Fig. 3) of shallow-water to paralic gravel and sand and in places (in the western part of the basin) of bioclastic bryozoan psammitic-psephitic limestones. The marine transgression proceeded from NW across the area of the present-day Vienna Basin by a narrow channel which connected the Alpine foredeep with the Pannonian Basin. Sedimentation started with basal coarse-clastic deposits to continue with clayey shales enclosing thin sand interlayers. During the Karpatian stage the sea inundated larger areas. At that time the Minor Hungarian Plain and part of the Great Hurgarian Plain were generated, being separated by an elevation in the area of the present-day Pannonian median mass. In the northern part of the Vienna Basin shallow-water marine sediments were laid down, whereas in the southern part, separated by the Spanberg zone, fluviolacustrine sandstones and claystones containing brown-coal seams, and thick gravel beds accumulated. The sea, whose salinity decreased gradually, invaded from the Vienna Basin the Zala depression area by a narrow channel. In

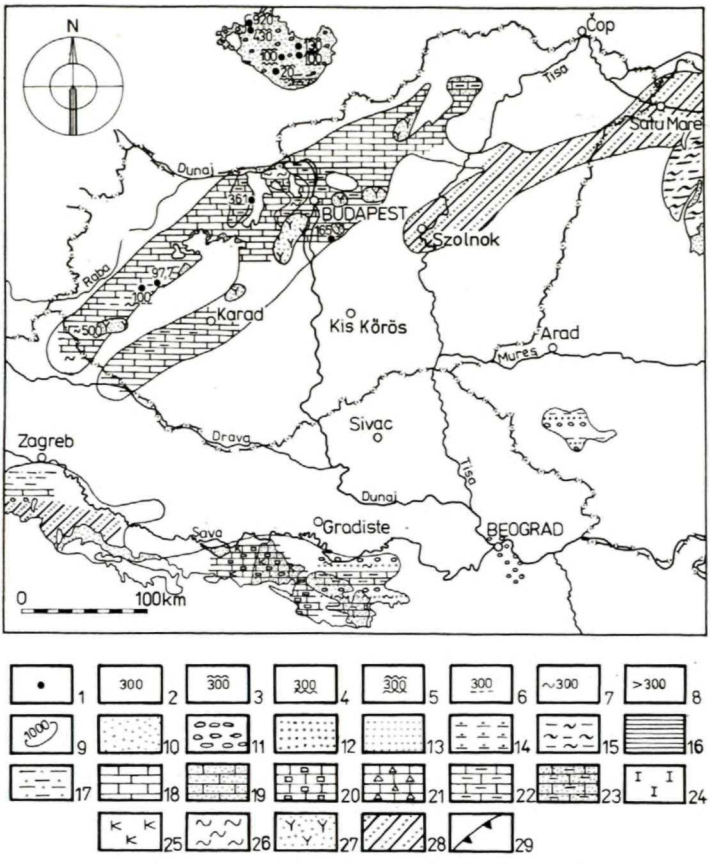


Fig. 1. Scheme showing the present distribution and lithology of Eocene sediments in the Pannonian Basin. 1 — boreholes, 2 — total thickness in m, 3 — incomplete thickness caused by erosion of the upper part of the profile, in m, 4 — incomplete thickness due to erosion of the bottom part of the profile, in m, 5 — incomplete thickness due to erosion in both the upper and bottom parts of the profile, in m, 6 — incomplete thickness because of the paucity of data on the lower part of the profile, in m, 7 — approximate thickness, in m, 8 — thickness based on the higher record, in m, 9 — isopachs, m, 10 — outcrops of sediments of the complex studied. Lithology: 11 — conglomerates, 12 — pea gravel, 13 — sand, sandstones, 14 — siltstones, 15 — clay, claystones, 16 — clayey shales, 17 — sandy-clayey sediments, 18 — limestones, 19 — sandy limestones, 20 — clastic limestones, 21 — biogenic and reef limestones, 22 — marls, clayey limestones, 23 — sandy marls, 24 — Cretaceous sediments, 25 — variegated rock types, 26 — coal-bearing sequence, 27 — volcanogenic rocks, 28 — terrigenous flysch, 29 — overthrust of Outer Flysch Carpathians

the SE part of the depression (between the rivers Mura and Drava) sedimentation was already of fresh-water character (Bodzay, 1968). The area of Sava depression situated farther to the S was a semi-isolated water basin. In narrow littoral zones of it sedimentation began with conglomerates and coarse-grained sandstones and continued with sandy marlstones and claystones with brown-coal seams; sandy limestones deposited in its central part attained a thickness of 500 m at the most. They yielded foraminifers, which indicate a warm (24 °C) sea of rather small depths

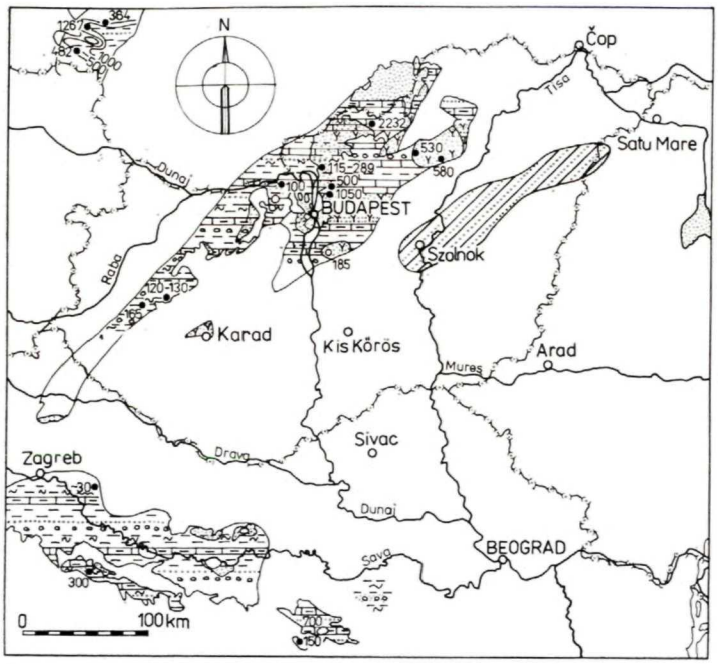


Fig. 2. Scheme showing the present-day distribution and lithology of the Oligocene sediments of the Pannonian Basin. For explanation see Fig. 1

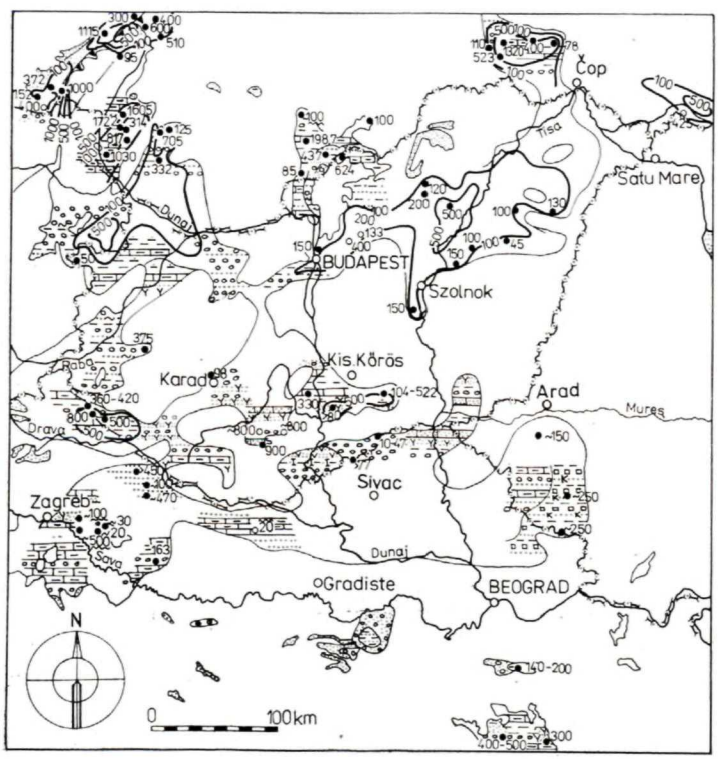


Fig. 3. Map of the thicknesses and lithology of the Eggenburgian-Karpathian sediments of the Pannonian Basin. For explanation see Fig. 1

(< 100 m; Sikic, 1968).

The waters of low salinity flowed by the narrows between the Mecsek-Villány dry land (in the N) and the Papuk area (in the S) into the southern part of the present-day Alföld (the Great Hungarian Plain), where a 100—250 m thick complex of coarse-clastic sediments accumulated, filling the unevenly eroded floor of the water basin. The landmass bordering this basin in the S had probably a high relief, with lakes and swamps in its lower parts. Characteristic of the period dealt with was volcanic activity, as is suggested by interlayers of volcanic rocks in the predominantly sandy-marly and clayey sediments 200—300 m thick. Carbonate material was deposited chiefly in the central parts of water bodies.

In the bay located north of the Mecsek Mts. the lower Miocene gravels and sandstones contain lenses and interseams of brown coal, which yield characteristic freshwater molluscs, and interlayers of calcareous sandstone (with Congeria) and rhyolite tuff (Vadas, 1964). Farther to the N this bay opened into the sea of normal salinity, rich in fauna (fishes, echinoderms, bryozoans, ostracods).

Marine sediments of Eggenburgian and Karpatian age and of increased thickness are concentrated in the N, in the area of the Great Hungarian Plain (Alföld). The sea basin that had developed there had obviously a limited connection with the open sea and was a relict of the Oligocene sea. In salty lagoons in the NW part of the present-day Transcarpathian Basin salt masses of a great thickness accumulated under warm climatic conditions. In a lagoon situated N of the area of the Bözsöny and Cserhát Mts., a marked sedimentation of shallow-water gravel, sand and unconsolidated sandstones containing large Pecten forms and other faunas (Salgótarján drill hole) was followed by deposition of continental gravel, variegated clays with brown-coal seams, and of rhyolite tuffs (Vadas, 1964).

In the Badenian age the transgression continued to extend (Fig. 4). The sea inundated a considerable part of the Pannonian Basin area, forming a shallow-water basin divided by numerous archipelagos. The shoreline was presumably very dissected and created many bays and lagoons. The Vienna Basin, the Minor Hungarian Plain, the Great Hungarian Plain and the Transcarpathian Basin became more distinctly outlined at that time.

In the Vienna Basin area the sea expanded and flooded further sectors of the landmass. Along their margins, mainly in the SE part, Lithothamnion limestones originated under paralic conditions. In the interior of the basin clayey marls with numerous sand intercalations were laid down at a depth of 100—200 m. The thickness of sediments ranges from 100 to 600 m along the margins and the 1000 or more metres in the central parts.

In the area of the Minor Hungarian Plain the subsidence was maximum along the northern and southern margins. The character of sedimentation in these two parts is fairly coincident. In result of extending transgression, at the base of the profile there are coarse-clastic rocks (conglomerates, sands, detrital and Lithothamnion limestones), covering the eroded surface of older formations. Coalified and pyritized plant remains and frequent detailed cross-bedding provide evidence of their littoral origin. In the central parts the Badenian sequence shows a more monotonous, clayey-marly character. The thickness of the accumulated sediments was considerably controlled by the relief of those parts of the sea floor that had been flooded not long ago. For example, in the Nagylengyel area the thickness of

deposits changes from 80 to 210 m over short distances (Vadas, 1964).

The Sava depression was, the same as before, a semi-isolated shallow-water basin with a large number of narrow channels and minor bays, where bituminous marls and sands were laid down; at other places (in the neighbourhood of Tuzla) salt deposits of a great thickness occur at the base. In the northern part of this basin tectonic activity of a fault zone extending along the present-day course of the river Drava obviously revived. As a result, sedimentation attained there maximum thicknesses, and the products of submarine volcanic effusions are involved in the rock complex.

The principal volcanic activity, corresponding in time to the intensive fold and nappe deformations in the Outer Carpathians, occurred in the N and NE of the region studied and along the middle course of the river Tisa. Extensive massifs, predominantly of rhyolite tuffs and andesite lava were produced; lava flows and stratovolcanoes also formed in a large number. In places, the tuffs display a well discernible stratification produced by water environment. Volcanic rocks occasionally alternate with marine carbonate sediments (Szeki-Fux et al., 1981).

The basin of the Great Hungarian Plain is divided into two parts by a narrow island belt, which follows the river Tisa in a nearly N—S direction. The western part was occupied by shallow-water basin with small islands. The dissected shoreline of both the basin and islands created numerous bays. In some of them (e. g. NW of the Mecsek Mts.) evaporites were deposited besides clastic and volcanogenic rocks, whereas in others (in the central

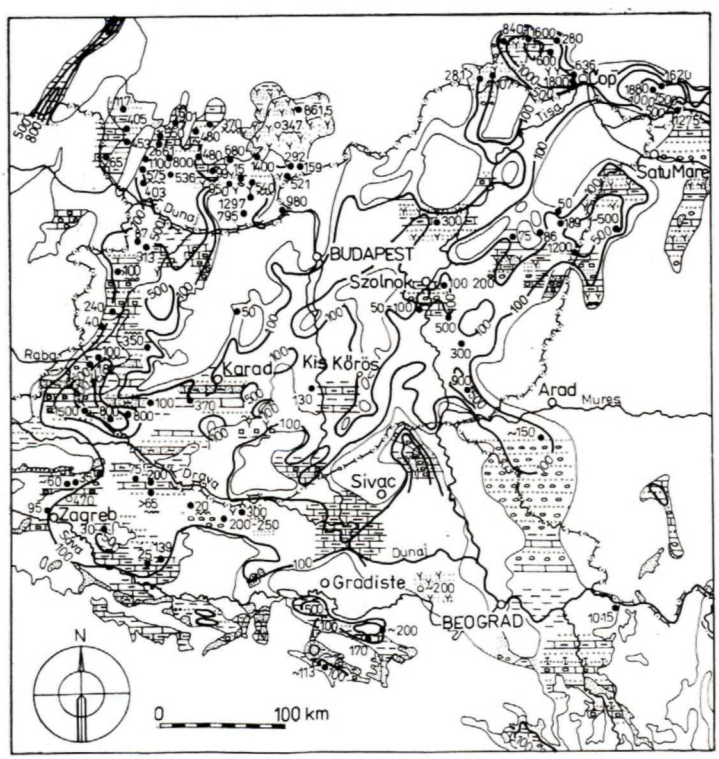


Fig. 4. Map showing the thicknesses and lithology of the Badenian sediments of the Pannonian Basin. For explanation see Fig. 1

part of the eastern shore) clays and marls were laid down where warm water greatly predominated over cool currents. In the Velebit area, barrier reefs were created in the southern part of the narrow channel, which separated the Mecsek-Villány island from the submeridional island belt (extending along the present-day course of the river Tisa). Clastic sediments prevailed in the northern part of the channel.

The eastern part of the basin of the Great Hungarian Plain had a shape of a narrow submeridional water basin widening to the N, where it was separated from the Transcarpathian Basin area by a broad sill. The eastern shore of this basin was also limited by a zig-zag dissected shoreline with many bays; the relief of the sea floor was likewise very uneven. Warm climate and isolate position (calm, pure water) were favourable for the formation of reef limestones and occasionally of gypsum (Şimleu-Silvaniei bay). Frequent tuffs and tuffites have been assessed in the profiles (which may point to the existence of a fault zone that separated the Pannonian block from the Transylvanian block in the E. The largest bay from which an inlet issued to the S, along the present-day course of the river Tamiš (Timişul) occurred in the contemporary valley of the river Maruš (Mureşul, Maros). Along the coast coral limestones interlaid with calcareous sandstones, fine-grained conglomerates and sands were deposited. In the interior parts marly and clayey rocks with interbeds of sand accumulated at a thickness of up to 200 m (Mutihac — Jonesi, 1974).

In the Badenian age the area of the Transcarpathian Basin separated and subsided intensely; it represented an intermontane depression in the hinterland of the uplifting Carpathian orogen. The subsidence of the basin was compensated by the cumulation not only of clastic and volcanogenic rocks but also of a thick salt complex; the total thickness of deposits in this narrow isolated furrow attains up to 1500 m.

In the middle of the Miocene epoch (in Sarmatian age) the western Paratethydian sea lost its connection with the ocean and decreased considerably in size. The northern Alpine marginal foredeep was closing and immediately afterwards the Pannonian Basin also became isolated (Fig. 5) and changed into a basin of medium salinity with a specific endemic fauna. The relation between the land and sea remained almost unchanged from the Badenian age, but the dissection of the shore increased owing to uneven epeiorogenic movements. A large number of small islands appeared. As a result of isolation of the basin, the salinity of water gradually decreased and the supply of terrigenous material from the dry land increased.

The Vienna Basin also became isolated in the Sarmatian age. In its central part, sedimentation of marly facies dominated in contrast to the near-shore parts, where sand, sandstones, conglomerates, and clastic Leitha limestones composed of fragments of older carbonate rocks accumulated.

In this period the basin in the Minor Hungarian Plain preserved broadly the same outline as it had in the Badenian. The sediments also show the same lithological composition and definite manifestations of interruptions of sedimentation are not frequent. The regressive character of the Sarmatian basin is demonstrated by the replacement of the marine fauna by the brackish. The interior parts of the basin are distinguished by the sequences of marly-clayey rocks, which attain the greatest thickness in the N (up to 500 m). In the southern part of the basin (in the Zala depression) sediments containing a larger amount of sandy material, trans-

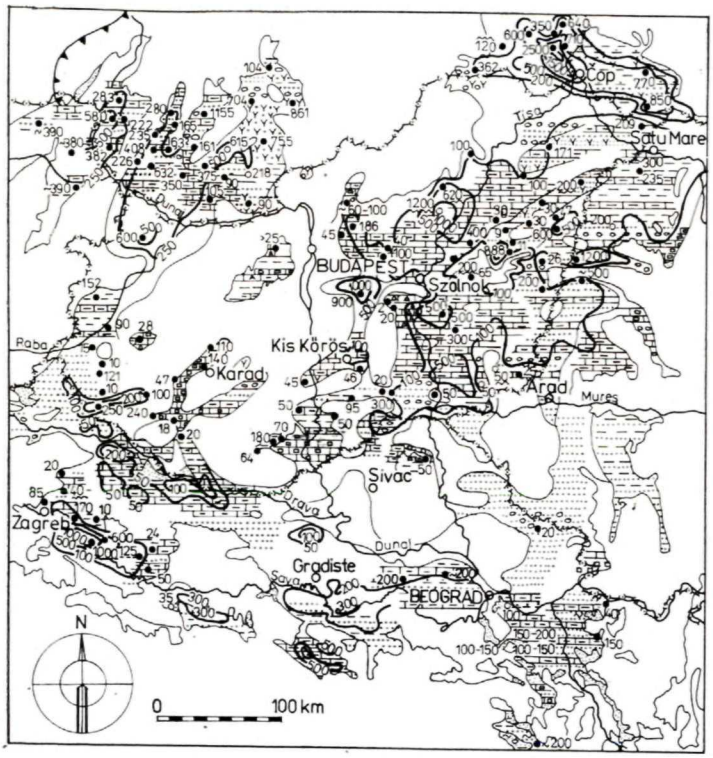


Fig. 5. Map showing the thicknesses and lithology of the Sarmatian sediments in the Pannonian Basin. For explanation see Fig. 1

ported by sea currents, were deposited. A direct connection with the Styrian Basin was blocked by the South Burgenland sill. The two basins might have been interconnected in the area of the present town of Szombathely (Bodzay, 1968). The thickness of Sarmatian deposits varies considerably; in the area of Budafa it is 413 m, Obornak — 476 m, Nagylengyel — 183 m, and Bužak — 47 m (Vadas, 1964). This can be explained either by later (pre-Pannonian) erosion or by wedging out of deposits on the elevated parts of the basin floor.

For the time being we have no conclusive evidence of the connection between the northern and southern parts of the Minor Hurgarian Plain NE of Ikervár, but the connection with the Drava and Sava depressions in the S is doubtless.

In the Sarmatian the area of the Sava depression was a narrow furrow running from NW to SE. Clayey rocks attained major thicknesses only in the axial zone (more than 1000 m near Stružec). Limestones, marlstones and sand were laid down along the western margin. At the eastern margin the Sarmatian deposits show a rhythmical structure with a predominance of marls (84 %) over sand, sandstone and limestone beds. On account of their proximity to the depression margin in the area of the Papuk Mts., which was exposed to strong tectonic movements, the sediments succumbed to repeated erosion. Their present thickness is very small (about 20 m in the area of Lipovljani, Bujavica, etc.) but it may have been of the order of 150 m.

In the area of the Drava depression the basin axis followed the present course of the river Drava; the basin was filled with

marly sediments. Eastwards (towards the southern part of the Great Hungarian Plain) the depth and salinity of the sea gradually decreased. Along the southern margin isolated bays and lagoons occurred; rich flora growing in their waters of very low salinity provided material for the formation of coal seams in the sandy-clayey sequences.

The major part of the Great Hungarian Plain was occupied by a shallow-water basin with a rather monotonous claystone-limestone sedimentation. Along the margins of the basin and in bays predominantly clastic sediments (conglomerates, small-size gravel, sandy marls with coal interseams) and oolithic and biogenic limestones (mainly in the interior parts of bays) were deposited. The type of sediments suggests an arid climate alternating with humid intervals (Jambor, 1976). The presence of a large number of islands conditioned a frequent reduction of sediment thickness and a lateral alternation of facies. Of much importance were volcanogenic formations, both submarine and terrestrial. Two parallel zones of volcanic rock development can be traced, whose course coincides with the margins of the Szolnok graben. At the same time, structural elements such as the Szeged and Tótkomlós spurs and Makós depression were initiated.

In the area of the Transcarpathian Basin the segment of maximum subsidence diminished and moved westwards. Volcanic activity continued.

In the Pannonian age, which in our concept included the upper part of the Sarmatian and the Meotian, the connection of the freshwater isolated basin of the western Paratethys with the world ocean was renewed temporarily. The salinity of

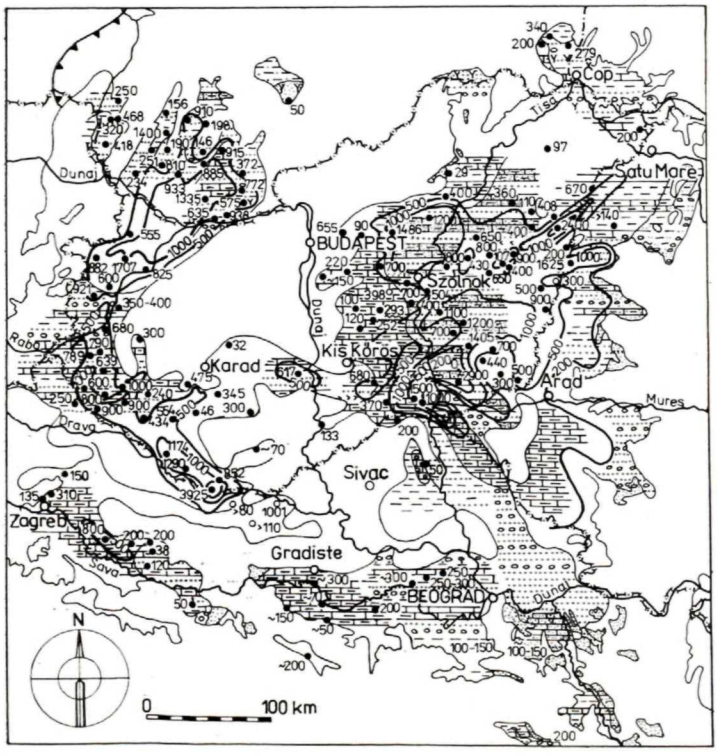


Fig. 6. Map showing the thicknesses and lithology of the Pannonian sediments in the Pannonian Basin. For explanation see Fig. 1

its water highly increased and the composition of fauna changed. The connection, however, was soon interrupted again and the sea decreased in extent already towards the end of the Pontian, and monotonous brackish fauna inhabited its waters of decreasing salinity. In the subsequent period of a continuing uneven uplift of the northern part of the Alpine orogen, the Paratethys basin definitively disintegrated into a number of separate water basins interconnected with narrow channels.

This sequence of processes was reflected markedly in the evolution of the Pannonian Basin (Fig. 6). Transgression proceeded gradually from W to E. The fact that between Lake Balaton and the Danube only upper Pannonian deposits are developed (Szeles, 1971) indicates that in the Sarmatian the greater part of this area was dryland, not yet flooded by the sea. At the same time a complete Pannonian profile originated in the area between the lower courses of the rivers Körös and Tisa. To the N, NE and SE of this area the profile begins with sediments of the upper lower Pannonian or the upper Pannonian. The faunal studies have demonstrated that the Pannonian sea, which had a brackish character at the beginning became gradually a freshwater basin. A characteristic feature is the development of lake bodies as a result of the disintegration of the uniform marine basin and of a supply of fluvial material. At the base of the lacustrine and lagoonal deposits there are coarse clastic deposits, being overlain successively by fine-grained sediments, river deposits and marshy coal-bearing sediments. Freshwater limestones were formed occasionally in the near-shore zone. The climate in the early Pliocene was warm, continental (Vadas, 1964).

In the Pannonian Basin a new transgression proceeded from the end of the Miocene until the beginning of the Pliocene epoch. The Pannonian-Pontian sea flooded the largest area of the Pannonian Basin during the entire Neogene period. At that time subsidence was intensive as is evidenced by maximum thicknesses of sediments accumulated (> 5000 m). The following five principal areas of subsidence have been established: the Minor Hungarian Plain, the Zala, Drava and Sava depressions and the Great Hungarian Plain.

The Vienna Basin became gradually enclosed at the beginning of the Pliocene. In its central parts predominantly clayey marls at a thickness of up to 1500 m were accumulated at that time. The near-shore zones display the influence of large rivers flowing from the Alps. Shallow bays slowly changed into swamps, where thick lignite complexes developed. Towards the end of the Pontian the Vienna Basin area began to rise. Sedimentation was terminated by deposition of varied clays, small-grained conglomerates, fresh-water limestones and variegated loams.

In the Minor Hungarian Plain, the Pannonian sedimentation was rather monotonous; fine-grained rocks attained there a thickness of up to 1000 m. The variance of sediment thicknesses, wedging out of beds, cross and diagonal stratification of deposits point to their shallow-water origin, whereas the transgressive type of lower Pliocene sediments in sectors that were uplifted until the beginning of sedimentation reveal the extension of the sedimentary basin. In the S, in the area of river Zala, sedimentation occured under the conditions of an open basin and was compensated by subsidence.

At the beginning of the Pontian age (Fig. 7) the Minor Hungarian Plain continued to subside. The sequence of sediments was of a homogeneous character, consisting of clays and clayey marls with lignite

and sand seams and interbeds of pea gravel. Variegated clays of the upper horizons indicate continental conditions, which were a result of sea regression starting towards the end of the Pontian. Along the river Raba an occurrence of volcanic material has been established.

At the beginning of the Pliocene, the largest and deepest Drava graben occurring in the southern part of the Pannonian Basin, almost separated from the Sava graben. The character of sedimentation in both of them was very similar. Brackish sediments were replaced by freshwater deposits higher up in the profile. Sedimentation compensated for intensive subsidence. In the Drava graben a large amount of sand was transported into the interior, whereas marly rocks dominated along the margins (Kranjec et al., 1976). The thickness of sediment is maximum in the very narrow axial zone, obviously in relation with tectonic movements along the fault zone. In the early Pannonian, subsidence in the S part of the Sava depression occurred prevalently along the W—E running fault. Towards the end of the Pannonian the major structures were initiated to gain their definitive form during the early Pontian (Hermita, 1973).

In the N the area of the Drava graben was connected through a narrow channel with the area of the Great Hungarian Plain. In the Pannonian this was a basin elongated in NE direction, with very dissected shoreline and many embayments. The littoral zones differ in sedimentary facies from the interior parts, where marly rocks were chiefly deposited. Along the present-day course of the river Tisa runs a characteristic broad belt of sandy marls

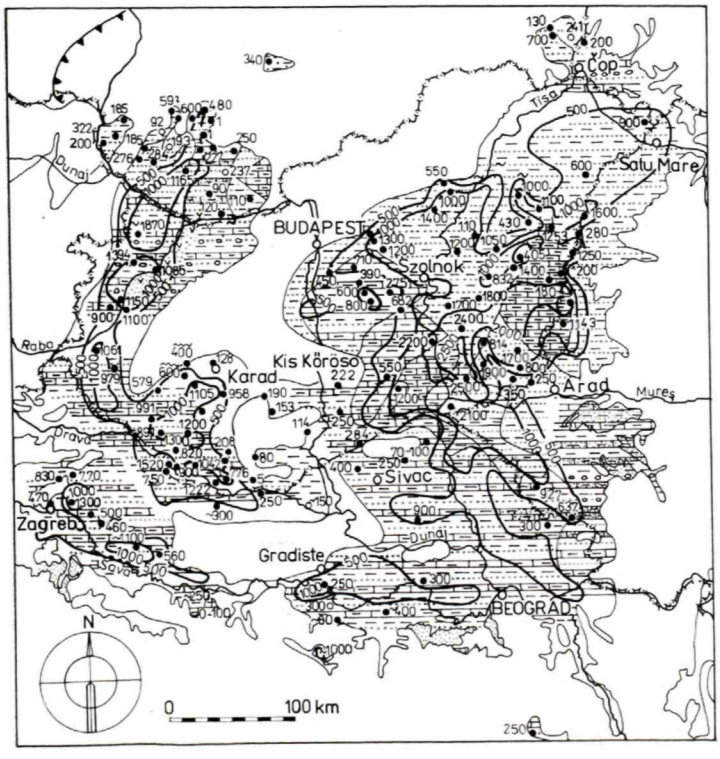


Fig. 7. Map showing the thicknesses and lithology of the Pontian sediments in the Pannonian Basin. For explanation see Fig. 1

with sand interbeds. At the northern and eastern margins of the basin, the Pannonian sediments show a transgressive character; at many places they flatten out the relief eroded in the earlier epochs. They consists of alternating and thinning-out marls, clays and sand, with basal beds of breccia and conglomerate interlaid with coal seams (Mutihac — Jonesi, 1974). Towards the axial part of the basin they are replaced by the marl facies. Judging from the facies composition and a prominent change of thicknesses, the Tótkomlos and Szeged spurs and the Makós depression continued to develop.

At the onset of the late Pontian a fairly broad connection of the Pannonian Basin was opened with the Dacian (Moesian) plate and through the Iron Gate area with the Euxinic region; the extent of sea transgression diminished simultaneously (Nevesskaja — Stevanovič, 1985).

During the Pontian there was no essential difference between the facies composition of the near-shore and interior parts of the sedimentary basin. The bottom relief became more levelled out and the salinity of water steadily diminished. The southern part of the Great Hungarian Plain was affected by strong subsidence (northern Banat), whereas the northern part was uplifted, which caused the origin of a number of freshwater lakes. The Pontian sediments are, in general, of more clayey nature, but continental sandy-clayey sediments with interseams of coal clay and lignite, containing terrestrial flora and fauna predominate in the upper part of the profile (Baltes — Moldavanu, 1981). Warm, dry clima in the early Pliocene fostered erosion and denudation of the adjacent dry-land. In the SE the shallow-water basin was filled with coarse-grained material supplied

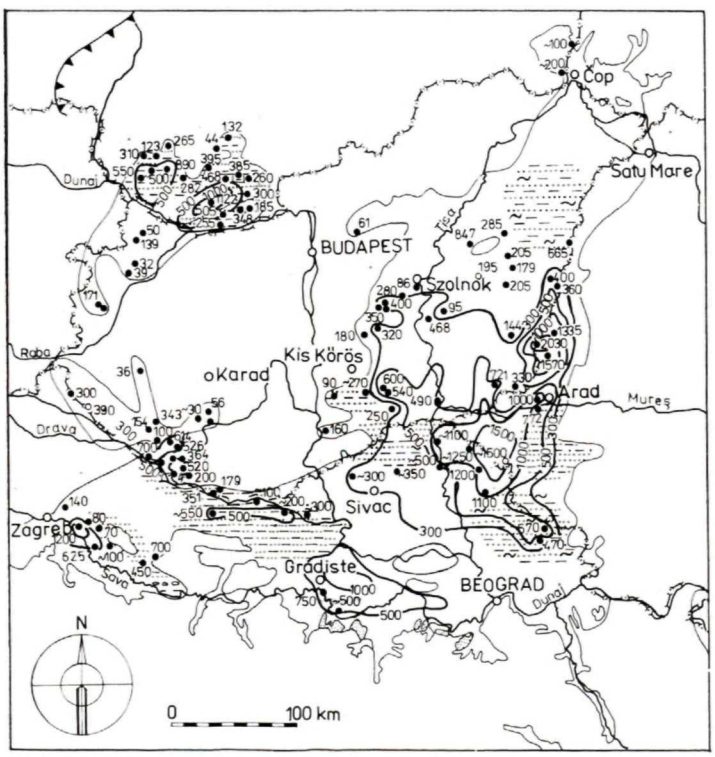


Fig. 8. Map showing the thicknesses and lithology of the Levant-Dacian sediments of the Pannonian Basin. For explanation see Fig. 1

from the landmass. The occurrence of identical flora in sediments of various ages (from N to S) indicates that the climate was warming up in the same direction.

At the end of the Pontian, in the Levant-Dacian stage, the Pannonian Basin was definitively enclosed (Fig. 8). An extensive part of its area dried out completely and the parts filled with very low-saline water decreased considerably. Sedimentation occurred predominantly in the basin of the Great Hungarian Plain, in the Minor Hungarian Plain and in the Drava-Sava area. Sandy clay, cross-bedded clayey sand and marsh peat were deposited in them. The zones at the eastern margin of the Pannonian Basin were the sites of maximum subsidence. Continental, in places freshwater muddy sediments were laid down in the higher lying areas. The Minor Hungarian Plain became gradually enclosed completely and dried out; stream erosion played an important role in its further development.

In general, three sedimentary cycles can be established in the Cenozoic history of the Pannonian Basin. The first, Eocene to Oligocene cycle was characterized by transgression extending in both its central and several marginal areas. The sea retreated in the late Oligocene. The second, Miocene cycle began with the Eggenburg-Carpathian transgression, which first invaded only the south-western parts of the basin. The transgression culminated in the Badenian, when a shallow sea flooded the major part of the area. After the regression towards the end of the Sarmatian, the third, Pliocene cycle brought a new transgression. The sea flooded a considerable part of the Pannonian Basin (in the Pannonian to Pontian). There — after, the sea retreated definitively and continental sedimentation set in.

As a result of the manifestations of the first sedimentary cycle, the structural elements that had been initiated in the Mesozoic, entered the final stage of their development. The present-day outlines of a new structure — the Pannonian Basin — were formed in the second and third

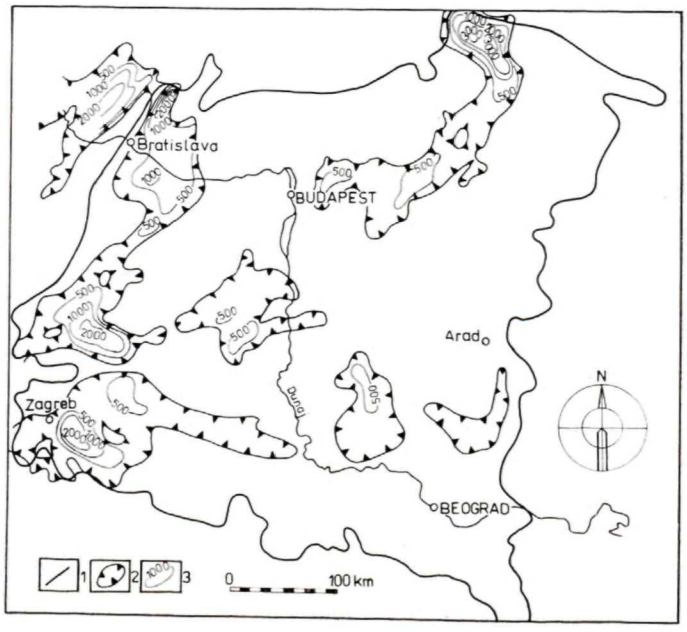


Fig. 9. Scheme showing the distribution of areas of uninterrupted Miocene sedimentation and the total thicknesses of sediments. 1 — boundary of the Pannonian oil-gas bearing basin, 2 — boundary of areas with uninterrupted sedimentation, 3 — isopachs, in m

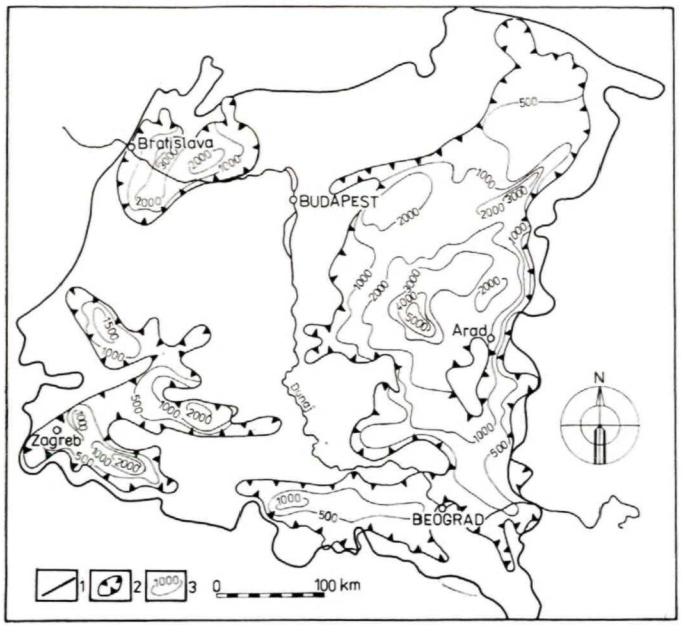


Fig. 10. Distribution of areas with uninterrupted sedimentation during the Pliocene, and total thicknesses of the deposits. 1 — boundary of the Pannonian oil-gas bearing basin, 2 — boundary of the areas of uninterrupted sedimentation, 3 — isopachs, in m

cycles. During the second cycle were also founded the following structures: the Vienna Basin, partly the Minor Hungarian Plain, the Sava-Drava-Mura depression and the Neogene East Slovakian Basin (Fig. 9). In the course of the third cycle the Great Hungarian Plain (Alföld) was created as a most important structure, and the Minor Hungarian Plain with the Sava-Drava-Mura depression continued to develop (Fig. 10).

The peculiarities of the development of the Pannonian Basin in the Cenozoic, and especially in the Neogene, are of primary importance for the evaluation of the oil-gas prospectives of this region. If taken into due consideration, they will certainly assist in almore effective planning of geological-prospecting works for oil and natural gas.

References

B a l d i, T. et al. 1984: The eocene-oligocene boundary in Hungary. The kiscellian stage. *Acta geol. Acad. Sci. Hung., XXVII, 1—2, 41—65.*

B a l t e s, N. — M o l d a v a n u, M. 1981: Cercetari palinologice complexe asupra depozitelor de interes pentru hidrocarburi in sectorul central Depresiunil panonice (I, II). *Mine, Petrol Gaze, 11—12, 560—566, 611—618.*

B o d z a y, J. 1968: Magyarország délnuygati részén kifejlödött miocen kepzödmeneyeinek retegtani és ösföldrajzi vazlata a szenhidgénkutatö melyfúrasok adatai alapjan. *Föld. közl., 98, I, 76—90.*

Ď u r i c a, D. et al. 1984: Doneogenovoje razvitije Pannonskogo basejna v otnošeniji k mestorožděnijam prirodnych uglevodorodov. *Miner. slov., 16, 313—328.*

G i d a i, L. 1977: Situation paléogéografique des formations eocènes du nord-est de la Transdanubie. *Acta geol. Acad. Sci. Hung., XXI, 37—52.*

H e r m i t z, Z. — J u r a k, V. 1973: Primjena paleostructurne i statičke analize naslaga mladoga tercijara u podrucju Yvanic-Grada (sjeverna Hrvatska). *Nafta (Zagreb), 7, 343—367.*

J a m b o r, A. 1976: Uledékes kéntelep a Zsambéki-medence szarmata sorozatában. *Magy. állami földt. intez evi jelent, 301—306.*

K r a n j e c, V. et al. 1976: O sarmatskim i stárijim panonskim naslagama u Dravskoj potolini. *Geol. Vesn., 29, 125—149.*

K r a n j e c, V. et al. 1976: Neki rezultati

dubinskogo kartiranja u Dravskoj potolini. *Nafta (Zagreb), 3, 123—140.*
Mutihac, V. — Jonesi, L. 1974: Geologia Romaniei. *Bucuresti.*
Nevesskaja, L. A. — Stevanovič, P. M. 1985: Pontičeskij etap razvitija Paratetisa. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 9, 36—51.*
Sikic, L. 1968: Stratigrafija miocena sjeveroistocnog dijela Medvednice na osnovu fauna foraminifera. *Geol. Vesn., 21, 213—227.*
Soklić, I. 1983: Stratigrafija tercijara Bosne i Hercegovine. *Poseb. Izd. (Acad. nauka i umjetn. Bi. Od. techn. nauka), 59, 12, 131—142.*
Szeki-Fux, V. — Balog, K. — Szakall, S. 1981: A Tokaji-hegyseg intermedier és bázisos vulkánossagának kora es időtartama a K/Ar vizsgálatok tükrében. *Föld. közl., III, 3—4, 413—423.*
Szeles, M. 1971: Über die paläographischen und ökologischen Verhältnisse der pannonische Beckenfazies. *Föld. közl., 101, 2—3, 312—315.*
Vadas, E. 1964: Geologija Vengriji. *Moskva, Mir.*

Kenozoický vývoj panónskej panvy a jej okrajov

V mladšom paleozoiku a mezozoiku sa územie panónskej panvy rozprestieralo väčšinou v oblasti šelfových morí lemujúcich dávny oceán Tetýdy. Predkenozoický vývoj tohto územia sa skončil jeho regionálnym výzdvihom a vrásnením na konci kriedy a vznikom pevniny, ktorá existovala do paleocénu. Ďalší geologický vývoj tohto územia súvisí s vývojom sedimentačnej oblasti Paratetýdy, ktorej zvláštnosti rozšírenia určil predovšetkým charakter utvárania alpsko-karpatsko-dinárskeho orogénneho pásma.

V kenozoiku možno vo vývoji panónskej panvy vymedziť tri sedimentačné cykly. Prvý, eocénny až oligocénny, je charakteristický rozšírením morskej transgresie v centrálnej časti panvy, ako aj v jej jednotlivých okrajových častiach. V neskorom oligocéne došlo k regresii mora. Druhý cyklus, miocénny, začal egenbursko-karpatskou morskou transgresiou, ktorá spočiatku postihla hlavne juhozápadné oblasti panvy. V bádene, keď väčšiu časť územia panvy zaplavilo plytké more, transgresia kulminovala. More ustúpilo koncom sarmatu. Tretí cyklus, pliocénny, sa vyznačoval novou morskou transgresiou, ktorá zaplavila značnú časť panónskej panvy (v panóne až ponte). Potom nasledovala regresia mora a akumulácia kontinentálnych sedimentov.

V eocéne a oligocéne (obr. 1, 2) poklesli južné okrajové časti a centrálne časti územia panónskej panvy. V okrajových častiach jej dnešného štruktúrneho plánu prevládala v podstate sedimentácia hrubých klastických hornín a v centrálnej časti sa pozdĺž pretiahnutých zlomov ukladali flyšoidné komplexy (sávska depresia, szolnocká priekopa) a prevažne karbonátové sedimenty. Výzdvih vnútorných Karpát a dinaríd vo vrchnom oligocéne a spodnom miocéne vyvolal tiež zdvih panónskej panvy, čo prerušilo sedimentáciu. V tomto období vznikali sedimenty iba na SZ a V.

Na počiatku miocénneho veku (v egenburgu — otnangu, karpate a bádene) vyvolali silnejšie tektonické poklesy alpskej predhĺbne novú transgresiu v západnej Paratetýde, ktorá sa postupne rozširovala na východ. V egenburgu až otnangu zapríčinila sedimentáciu (obr. 3) plytkovodného a paralického štrku a piesku, miestami (v západnej polovici panónskej panvy) machovkových organickodetritických piesočnato-štrkových vápencov. More úzkym prielivom, spájajúcim alpskú predhĺbeň s panónskou panvou, transgredovalo od SZ cez oblasť, v ktorej sa teraz rozkladá viedenská panva. Toto časové obdobie charakterizuje vulkanická činnosť, následkom ktorej je vznik prevažne piesočnato-slienitých a ílovitých sedimentov s mocnosťou do 200—300 m, obsahujúcich menšie vložky vulkanitov. Karbonátový materiál sa akumuloval hlavne v centrálnej časti vodných paniev.

Egenbursko-karpatské morské sedimenty dosahujú zvýšenú mocnosť na severe, vo Veľkej dunajskej nížine (Alföld). Morská panva, ktorá sa tam utvorila, zrejme nemala dostatočné spojenie so širým morom a bola reliktom oligocénneho mora.

V bádene sa transgresia ďalej rozširovala (obr. 4). More zaplavilo značnú časť územia panónskej panvy a predstavovalo plytkovodnú panvu, rozčlenenú početnými súostroviami. Pobrežie bolo pravdepodobne veľmi členité, s množstvom zálivov a lagún. V tomto období získala výraznejšie obrysy Malá a Veľká dunajská nížina, ako aj zakarpatská a viedenská

panva. Vo viedenskej panve sa more rozšírilo a zaplavilo ďalšiu súš. Na jej okrajoch, hlavne v juhovýchodnej časti, sa v paralických podmienkach tvorili litotamniové vápence. Vo vnútorných častiach panvy sa v hĺbke 100—200 m usadzovali ílovité sliene s početnými vložkami piesku. Mocnosť akumulovaných sedimentov pri okrajoch kolíše od 100 do 600 m, v centrálnych častiach dosahuje aj viac ako 1000 m.

V sarmate stratila morská panva západnej Paratetýdy spojenie s oceánom a jej rozmery sa veľmi zmenšili. Severná alpská okrajová predhlbeň sa uzatvára, hneď po nej sa izoluje i panónska panva (obr. 5), ktorá sa mení na poloslanú vodnú nádrž so špecifickou endemickou faunou. Vzťah medzi súšou a morom v nej zostáva skoro rovnaký ako v bádene, ale členitosť pobrežia sa následkom nerovnomerných epiorogenetických pohybov zväčšuje.

V panóne, zahrňujúcom podľa nášho poňatia vrchnú časť sarmatu a meot, sa dočasne obnovilo spojenie vysladenej izolovanej panvy západnej Paratetýdy so svetovým oceánom. Jej voda nadobúda veľkú salinitu, mení sa zloženie fauny. Toto spojenie sa však opäť rýchle prerušilo a už pred koncom pontu sa more značne zmenšilo, znovu vysladilo, čo sa odrazilo v jednotvárnej brakickej faune. Pokračujúci nerovnomerný výzdvih severnej časti oblasti alpínskeho vrásnenia spôsobil definitívny rozpad paratetickej panvy na rad vodných nádrží spojených úzkymi prielivmi.

Uvedený sled procesov sa výrazne prejavil i vo vývoji panónskej panvy (obr. 6). Transgresia postupovala od západu na východ. Podľa výsledkov výskumu fauny nadobudlo panónske more, ktoré bolo spočiatku brakické, sladkovodný charakter. V spodnom pliocéne vládla teplá kontinentálna klíma.

Na konci miocénu až po začiatok pliocénu sa teda na území panónskej panvy spočiatku rozšírila nová morská transgresia. Panónsko-pontské more pokrylo v panónskej panve najväčšie územie za celé obdobie neogénu. Dochádzalo k intenzívnym poklesom, o čom svedčia maximálne mocnosti (viac ako 5000 m) akumulovaných sedimentov. Vymedzilo sa 5 hlavných subsidenčných oblastí: Malá dunajská nížina, salská, drávska a sávska depresia a Veľká dunajská nížina.

V ponte nepozorovať podstatný rozdiel vo faciálnom zložení príbrežných a vnútorných častí sedimentačnej panvy. Reliéf dna sa viac vyrovnal, voda sa stále viac vysladzovala. Na konci pontu (v levantsko-dáckom období) sa panónska panva definitívne uzavrela (obr. 8). Značná časť jej územia sa celkom vysušila a plocha vodnej panvy s veľmi slabou salinitou sa hodne zmenšila. Sedimentácia prebiehala prevažne vo Veľkej dunajskej nížine, ale i v Malej dunajskej nížine a v sávsko-drávskej oblasti. Zóny maximálnej subsidencie sa viažu hlavne na východný okraj panónskej panvy.

Vcelku možno povedať, že v dôsledku prejavov prvého sedimentačného cyklu pokračovalo záverečné štádium utvárania štruktúrnych prvkov, ktoré vznikli predovšetkým v mezozoiku. V druhom a treťom cykle sa vytvorili dnešné obrysy novej štruktúry — panónskej panvy — a počas druhého cyklu vznikla predovšetkým viedenská panva, sčasti Malá dunajská nížina, sávsko-drávsko-murská depresia a východoslovenská neogénna panva (obr. 9). V treťom cykle sa vytvorila hlavne Veľká dunajská nížina (Alföld) a ďalej sa vyvíjala Malá dunajská nížina a sávsko-drávsko-murská depresia (obr. 10).

Zvláštnosti vývoja panónskej panvy v kenozoiku, ale hlavne v neogéne, majú podstatný význam pri hodnotení perspektív ropoplynonosnosti tohto územia. Ak sa budú brať do úvahy, budú sa môcť cieľavedomejšie plánovať ďalšie geologickoprieskumné práce na ropu a zemný plyn.

Mineralia slov.
19 *(1987), 5, 401—415*

Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov severnej časti Slanských vrchov

MICHAL KALIČIAK*, IVAN REPČOK**

* Geologický ústav D. Štúra, pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice
** Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Doručené 27. 1. 1987

Реконструкция временной последовательности развития вулканов в северной части Сланских гор, Восточная Словакия

Данные радиометрических исследований вулканических пород являются одним из основных элементов при реконструкции временного развития вулканизма в Сланских горах как и самостоятельных андезитовых вульканов и стратовулканов. Они были вычленены в северной части Сланских гор структурновулканическим и литофациальным анализом. Возникновение и развитие андезитовых вулканов и стратовулканов относится к верхнему бадену-нижнему панону и его кульминацией в среднем и верхнем сармате.

Reconstruction of time development of volcanoes in the northern part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia

Data from radiometric investigation of volcanic rocks represent one of main starting points in the chronological reconstruction of volcanic development in the entire Slanské vrchy Mts. as well as in single andesite volcanoes and stratovolcanoes. Single volcanic units have previously been outlined on the base of structural volcanology and lithofacial analytic data. The generation and further evolution of andesite volcanoes and stratovolcanoes occurred in the time interval between Upper Badenian and Lower Pannonian with the culmination of volcanic activity during the Middle and Upper Sarmatian time.

O časovom vývoji vulkanizmu v Slanských vrchoch, ako aj v oblasti celého východného Slovenska sa doteraz vyslovilo a publikovalo niekoľko názorov. Prvý súborný názor na vývoj neogénneho subsekventného vulkanizmu v oblasti východného Slovenska publikoval Slávik (1968). Podľa neho vulkanizmus v tejto oblasti pulzoval od spodného miocénu (egenburg) do pliocénu. Analogický názor na časový vývoj vulkanizmu s dôrazom na priestorovú a faciálnu analýzu vulkanických hornín uvádza práca Slávik et al. (1968), pričom v časovej postupnosti vulkanizmu autori vyčlenili 6 vulkanických fáz.

Názory na geologickú stavbu Slanských vrchov (severnej časti) a stratigrafické zaradenie vulkanitov publikovali

Slávik — Tözsér (1973). V súlade s predchádzajúcimi poznatkami vyčlenili produkty ryolitového vulkanizmu v egenburgu, karpate, bádene a spodnom sarmate, produkty intermediárneho andezitového vulkanizmu vo vrchnom bádene — pliocéne.

Andezity pliocénneho veku tvoriace hlavnú masu vulkanického pohoria rozdelili do dvoch vulkanických etáží, oddelených „červenickým vulkanickosedimentárnym súvrstvím".

Nový názor na geologickú stavbu Slanských vrchov, vznik a časový vývoj vulkanizmu predložil Kaličiak. V roku 1977 vyčlenil v severnej časti Slanských vrchov samostatný zlatobanský vulkanický aparát, v rámci ktorého definoval etapovitosť vulkanizmu v čase a priestore. Následne Kaličiak in Grecula et al. (1977) vyčlenil v rámci Slanských vrchov ďalšie samostatné vulkanické aparáty v oblasti kót Makovica, Strechový vrch, Bogota, Veľký Milič.

Na základe geofyzikálnych údajov predpokladali samostatnú vulkanickú štruktúru v oblasti masívu Bogota Tözsér — Rudinec (1975). Podrobnou štruktúrno-vulkanologickou a litofaciálnou analýzou vulkanitov pri geologickom mapovaní Slanských vrchov sa v pohorí vyčlenili ďalšie samostatné vulkány — stratovulkány (Kaličiak, 1984, 1985). Vo všetkých doteraz vyčlenených vulkanických štruktúrach možno ľahko definovať ich centrálnu, prechodnú a periférnu zónu s uloženinami vulkanického kužeľa, vulkanického plášťa a proluviálnej roviny. Vulkanické centrá v centrálnej zóne okrem toho charakterizuje prítomnosť premenených hornín a intruzívnych telies, ktorých rozsah je úmerný hĺbke erozívneho zrezu.

Od začiatku 70. rokov sa niektoré vybrané vulkanické horniny datovali K-Ar metódou, čo prinieslo nový pohľad na časový vývoj vulkanizmu v oblasti celého východného Slovenska, ale i v Slanských vrchoch. Zistilo sa, že hlavná intermediárna vulkanická činnosť na východnom Slovensku prebehla v sarmate a jej ukončenie spadá do obdobia vrchný sarmat — spodný panón. Súborné výsledky rádiometrického výskumu z tohto obdobia sa publikovali v prácach Bagdasarjan et al. (1971), Slávik et al. (1976), Ďurica et al. (1978), Vass et al. (1978).

V rámci vulkanologickej analýzy severnej časti Slanských vrchov (na S od Dargovského priesmyku) sme z jednotlivých vulkanických štruktúr systematicky vybrali vzorky na rádiometrické datovanie. Datovali sa metódou stôp po štiepení uránu (FT metóda; Repčok in Kantor et al., 1984; Repčok, 1985). Dosiahnuté výsledky nového rádiometrického datovania vulkanitov s výsledkami starších rádiometrických výskumov (uvedenými v tab. 1) a biostratigrafickými údajmi umožňujú rekonštruovať časový rozsah vzniku a vývoja celého vulkanického pohoria, ale i jednotlivých vulkánov — stratovulkánov.

Časová postupnosť vulkanizmu

Začiatok neogénnej vulkanickej aktivity charakterizuje acidný, prevažne explozívny ryolitový vulkanizmus, ktorý bol v priebehu vrchného bádenu a sarmatu, v čase hlavného kulminačného obdobia vo vývoji panvy, vystriedaný intermediárnym vulkanizmom. V dôsledku paleogeografických zmien vo vývoji neogénnej panvy boli jednotlivé centrá vulkanizmu jednak v subakválnom, ale i v terestrickom prostredí. V dôsledku toho sú produkty vulkanizmu súčasťou neogénnych sedimentárnych súvrství, ktoré prekrývajú, ale sčasti sú i prekryté najmladšími sedimentmi.

Egenburg

Za najstaršie produkty neogénneho subsekventného vulkanizmu v celej oblasti

východného Slovenska sa považujú premenené ryolitové vulkanoklastiká zistené v bazálnych častiach čelovskej formácie vrchnoegenburského veku (Slávik et al., 1960), prešovské súvrstvie v zmysle Vassa — Čverčka (1985). Analogické premenené ryolitové vulkanoklastiká zo sedimentov najspodnejšieho miocénu vystupujúce na povrch pri obci Terňa opísal Březina (1960) in Slávik (1968).

Karpat

Druhý najstarší vulkanogénny horizont vyčlenil v sedimentoch karpatu Slávik (1968). Ide o horizont ryolitových brekcií, tufov, xenotufov a tufitických pieskovcov vystupujúcich na J od obce Fintice. Ich stratigrafickú pozíciu udáva podľa autora fakt, že ležia v nadloží sedimentov čelovskej formácie (egenburg) a v podloží karpatského soľonosného súvrstvia (soľnobanské súvrstvie v zmysle Vassa — Čverčka, 1985).

Z produktov tohto vulkanizmu (z úlomku ryolitu a pemzového tufu) sa K-Ar metódou stanovil rádiometrický vek (Slávik et al., 1976). Získané údaje 25,4 ± 2,3 a 12,2 ± 1,8 mil. rokov sa značne rozchádzajú a v žiadnom prípade nepotvrdzujú predpokladaný karpatský vek. Ako uvádzajú autori, v prvom prípade išlo pravdepodobne o kontaminovanú vzorku ryolitu a v druhom prípade o sekundárne omladenie pemzového tufu. Na zistenie skutočnej stratigrafickej pozície tohto vulkanogénneho horizontu je potrebný predovšetkým detailný biostratigrafický výskum.

Spodný báden

V období spodného bádenu prebiehala na východnom Slovensku intenzívna vulkanická činnosť, ktorej produktom je niekoľko polôh ryolitových — ryodacitových tufov v morských sedimentoch spodného bádenu. Najvýznamnejší z nich je horizont hrabovského ryolitového, resp. ryodacitového tufu na hranici lanzendorfskej a spiroplectaminovej zóny (Slávik, 1968; Slávik et al., 1968). Z oblasti Slanských vrchov sa k nim zaraďujú ryolitové tufy vystupujúce na povrch v údolí potoka Štavica na Z od Zlatej Bane (Slávik — Tözsér, 1973) a ryolitové tufy vystupujúce na povrch na S od Slanských vrchov v oblasti Šarišskej Poruby (Slávik, 1968). Ich spodnobádenský vek je doložený faunou (Gašparíková in Slávik, 1967).

Spodnobádenské horizonty ryolitových a ryodacitových tufov sú súčasťou nižnohrabovského súvrstvia, v rámci ktorého sa hrabovské tufy vyčleňujú ako nižšia litostratigrafická jednotka (Vass — Čverčko, 1985).

Zatiaľ sa nevyriešilo stratigrafické zaradenie hrubých polôh ryolitových vulkanoklastík a ryolitov, ktoré sa zistili vrtmi v hlbších úrovniach centrálnej vulkanickej zóny zlatobanského stratovulkánu. Ide o dva vulkanogénne horizonty oddelené polohou pelitických sedimentov, pričom sedimenty vystupujú v ich podloží, ale i nadloží.

Kaličiak (1980) zaradil komplex týchto hornín do spodnej štruktúrnej etáže v rámci geologickej stavby zlatobanského vulkanického aparátu so stratigrafickou pozíciou od karpatu do vrchného bádenu. Pre absolútny nedostatok biostratigrafických údajov v tejto oblasti (faunistická sterilnosť sedimentárnych súvrství i po niekoľkonásobnom opakovaní mikropaleontologickej analýzy) sa tento problém zatiaľ nedoriešil. Berúc do úvahy pozíciu týchto vulkanitov v sedimentoch, paleogeografický vývoj sedimentačnej panvy a rozsah spodnobádenského mora v tejto oblasti, predpokladáme, že ide o vulkanickú činnosť v priebehu karpatu — spodného bádenu.

Vrchný báden

Vo vrchnom bádene prebiehala významná vulkanická činnosť v období sedimentácie klčovského súvrstvia. Jej produktom sú predovšetkým ryolity — ryodacity a ich vulkanoklastické fácie vystupujúce na povrch na západnej, ale hlavne na východnej strane Slanských vrchov.

Vzhľadom na rozsiahly vrchnobádenský sedimentačný priestor v oblasti aktívneho vulkanizmu sa vek vulkanizmu doložil rádiometricky, ale aj biostratigraficky. K najrozsiahlejším produktom tohto vulkanizmu patrí ryolitový vulkán z oblasti Zamutova, ktorého stratigrafická pozícia je doložená vrchnobádenskou makrofaunou (Slávik, 1968) i rádiometrickým vekom 14,4 ± 2 mil. rokov (1) v práci Vass et al., 1978). Za súveké s týmito ryolitmi možno považovať biotitické ryolity vystupujúce na povrch na Z od obce Soľ v podhorí Slanských vrchov s rádiometrickým vekom (2) 14,2 ± 0,7 mil. rokov (Repčok et al., 1985).

Časovým ekvivalentom vrchnobádenského vulkanizmu sú ryolitové vulkanoklastiká vystupujúce na povrch v spodnej časti detritických vrstiev klčovského súvrstvia pri Kráľovciach v Košickej kotline (Slávik et al., 1968). Rádiometrický vek tufov podľa Bagdasarjana et al. (1971) in Vass et al. (1978) je 13,9 ± 0,3 mil. rokov (3).

S kulminačným štádiom hlavnej molasy východoslovenskej neogénnej panvy od vrchného bádenu (Vass, 1981) úzko súvisí aj vznik intermediárneho andezitového vulkanizmu.

O vrchnobádenskom andezitovom vulkanizme v tejto oblasti svedčí prítomnosť andezitových obliakov v sedimentoch klčovského súvrstvia (Slávik — Tözsér, 1973), ako aj fragmenty pyroxenických andezitov v ryolitových vulkanoklastikách bazálnej časti klčovského súvrstvia pri Kráľovciach (Kaličiak, 1984).

Produkty vrchnobádenského andezitového vulkanizmu sú v oblasti Slanských vrchov pravdepodobne z väčšej časti prekryté mladšími sarmatskými vulkanitmi. V súvislejšej podobe vystupujú na povrch na Z od obce Zamutov na východných svahoch Slanských vrchov. Kaličiak (1985) tu vyčlenil formáciu Ošvárska, ktorá predstavuje relikt stratovulkánu pyroxenických andezitov vrchnobádenského veku. V staršej literatúre sa pod týmto názvom uvádza andezitový komplex patriaci k spodnej vulkanickej etáži Slanských vrchov pliocénneho veku (Slávik — Tözsér, 1973). Novovyčlenenú vulkanickú formáciu Ošvárska zaraďujeme do vrchného bádenu z 3 dôvodov:

1. Rádiometrický vek andezitov tejto formácie (4) je 13,9 ± 1,1 mil. rokov (Slávik et al., 1976).

2. V centrálnej časti stratovulkánu v nadloží andezitov vystupujú relikty detritických a pelitických sedimentov. Sú faunisticky sterilné, litologicky zodpovedajú sedimentom klčovského súvrstvia.

3. Relikty vulkanického kužeľa sú sčasti prekryté lávovými prúdmi andezitov, ktoré geneticky prislúchajú mladším sarmatským formáciám. Na ich rozhraní útržkovite vystupujú ryolitové epiklastiká analogického zloženia so spodnosarmatskými ryolitovými epiklastikami vystupujúcimi na Z od Slanských vrchov.

Sarmat — spodný panón

V sarmate bola vulkanická činnosť najintenzívnejšia. Jej produktom sú ryolitové vulkanoklastiká na báze spodného sarmatu, ale hlavne produkty intermediárneho andezitového vulkanizmu, ktoré tvoria takmer súvislú reťaz reliktov samostatných vulkánov — stratovulkánov.

Na západných svahoch Slanských vrchov v sedimentoch spodného sarmatu

vystupuje horizont ryolitových vulkanoklastík tzv. rankovských tufitov (Seneš, 1955), resp. olšavských tufitov (Gašparík, 1955). Vulkanoklastiká tvoria ryolitové epiklastické brekcie, konglomeráty a pieskovce s vložkami redeponovaných ryolitových tufov. Tento horizont vulkanoklastík litostratigraficky zodpovedá horizontu ryolitových tufov v spodnosarmatských myšlianskych vrstvách (Švagrovský, 1964).

Vulkanické formácie a komplexy

Na základe štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy v rámci sarmatského až spodnopanónskeho andezitového vulkanizmu vyčleňujeme vulkanické formácie — komplexy (obr. 1) s vekovým zaradením podľa rádiometrickej časovej škály (obr. 2).

Formácia Strechový vrch

Formácia predstavuje relikty andezitového stratovulkánu pomenovaného podľa kóty Strechový vrch. Je synonymom vulkanického aparátu Strechov (Kaličiak in Grecula et al., 1977). Andezitový stratovulkán tvorí výrazný morfologický element na S od Dargovského priesmyku. V jeho stavbe možno vyčleniť centrálnu vulkanickú zónu v oblasti záveru doliny Bačkovského potoka, ďalej prechodnú a perifériu zónu.

Centrálnu zónu tvorí komplex hydrotermálne premenených hornín s prienikom telies dioritových porfýrov a po obvode s reliktmi vulkanického kužeľa.

Vulkanický kužeľ je charakterizovaný stratovulkanickým štýlom stavby s periklinálnym uložením lávových prúdov smerom od centra. V prechodnej zóne (vulkanický plášť) prevládajú lávové prúdy, v perifériej zóne fácie vulkanoklastík (redeponované pyroklastiká, epiklastiká), ktoré sú hlavne v JZ a JV časti stratovulkánu čiastočne prekryté mladšími sedimentmi vyššieho sarmatu.

Podľa rádiometrického veku spadá časový vývoj stratovulkánu do obdobia vrchnej časti spodného sarmatu až spodného panónu v rozpätí 12,7 ± 0,4—10,7 ± 0,4 mil. rokov (obr. 2). Medzi najstaršie produkty vulkanizmu tu patria relikty lávových prúdov a polohy vulkanoklastík v bazálnych častiach stratovulkánu pri Vyšnej Kamenici (vz. č. 5—12,7 ± 0,4 mil. rokov) a na Z od Dargova (vz. č. 6—12,4 mil. rokov).

Intruzívny komplex zastúpený fáciou dioritových porfýrov v centrálnej zóne vykazuje rádiometrický vek 12,3 ± 0,5 (vz. č. 7) a 12,0 ± 0,4 mil. rokov (vz. č. 8).

K najmladším fáciám vulkanitov, ktoré sa zúčastňujú na stavbe stratovulkánu, patria prúdy vrcholových častí vulkanického kužeľa a vulkanického plášťa s rádiometrickým vekom v rozpätí 11,2 ± 0,4 až 10,7 ± 0,4 mil. rokov (vz. č. 9 až 12).

Formácia Makovica

Formácia Makovica predstavuje relikty andezitového stratovulkánu, ktorý tvorí morfologicky výrazný masív na S od cesty Herľany—Banské. Je pomenovaná podľa vrcholovej kóty Makovica a je synonymom vulkanického aparátu Makovica, ktorý definoval Kaličiak in Grecula et al. (1977).

V geologickej stavbe stratovulkánu možno vyčleniť centrálnu vulkanickú zónu v zárezе doliny Medvedieho potoka na JZ od obce Juskova Voľa. Centrálnu zónu tvorí hydrotermálne premenený komplex hornín s prienikmi intrúzií dioritových porfýrov i biotitických ryodacitov. Hlavne v západnej a severnej časti ju po obvode lemujú relikty vulkanického kužeľa s prechodom do prechodnej zóny tvorenej hlavne lávovými prúdmi a perifériej zóny tvorenej fáciami redeponovaných pyro-

Obr. 1. Schematická mapa vulkanických formácií a komplexov severnej časti Slanských vrchov. 1 —predterciérne útvary vcelku, 2 — centrálnokarpatský paleogén, 3 — neogénne sedimenty vcelku; Ryolitový vulkanizmus: vrchný báden: 4 — ryolity, 5 — ryolitové vulkanoklastiká, spodný sarmat: 6 — ryolitové epiklastiká; Andezitový vulkanizmus: vrchný báden — spodný panón: 7 — hydrotermálne premenený komplex s prienikmi intruzívnych telies v centrálnych zónach andezitových stratovulkánov, 8 — andezitové pne v centrálnych zónach stratovulkánov, 9 — nečlenený stratovulkanický komplex (vulkanický kužeľ, vulkanický plášť, periférna zóna), 10 — extruzívne andezitové telesá; Brestovská formácia: 11 — extruzívne telesá, 12 — epiklastiká (nečlenené); Komplex Lysá stráž — Oblík: 13 — extruzívno-intruzívne telesá; 14 — miesta odberu analyzovaných vzoriek a) metódou FT, b) metódou K-Ar

Fig. 1. Schematic map of volcanic formations and complexes in the northern part of the Slanské vrchy Mts. 1 — Pre-Cenozoic unit, 2 — Central Carpathian Paleogene, 3 — sediment of Neogene age, undivided. Acidic volcanism: Upper Badenian age: 4 — rhyolite, 5 — rhyolite volcanoclastics, Lower Sarmatian age: 6 — rhyolite epiclastics; Andesite volcanism: Upper Badenian to Lower Pannonian age: 7 — hydrothermally altered complex intruded by bodies in the central zones of andesite stratovolcanoes, 8 — andesite neck in the central zones of andesite stratovolcanoes, 9 — stratovolcanic complex, undivided (volcanic cone, volcanic mantle and peripherial zone), 10 — andesite extrusive body; Brestov Formation: 11 — extrusive body, 12 — epiclastics (undivided); Lysá Stráž — Oblík Complex: 13 — extrusive to intrusive body: 14 — sampling site, a — fission track data, b — K-Ar data

klastík a epiklastík.

Časový vývoj stratovulkánu spadá podľa rádiometrického veku z vulkanitov tejto formácie do vrchnej časti spodného sarmatu až spodného panónu v rozpätí 12,5 ± 0,6 až 10,7 ± 0,6 mil. rokov.

Najstaršou rádiometricky datovanou fáciou je intrúzia dioritového porfýru v centrálnej zóne stratovulkánu s vekom 12,5 ± 0,6 mil. rokov (vz. č. 13), ktorá preráža starší hydrotermálne premenený komplex. Mladší — strednosarmatský vek vykazujú andezity z lávového prúdu v spodnej časti západnej strany stratovulkánu (vz. č. 14 — 11,95 mil. rokov).

Na vrchnosarmatský pôvod andezitov lávových prúdov tvoriacich vrcholové časti vulkanického kužeľa a vulkanického plášťa poukazuje vek 11,2 ± 0,6 mil. rokov (vz. č. 15) z vrcholovej kóty Makovica.

Najmladším členom vulkanizmu sú telesá biotitických ryodacitov vystupujúcich na povrch v centrálnej časti stratovulkánu s rádiometrickým vekom 10,7 ± 0,6 mil. rokov (vz. č. 16).

V západnej a východnej časti stratovulkánov Strechový vrch a Makovica sa zachovali relikty menších vulkánov (Rankovské skaly, Cabov, Vechec), ktoré sú voči uvedeným stratovulkánom parazitické. Prejavuje sa to v ich malom rozsahu, ale hlavne v jednoduchej stavbe s málo diferencovanou škálou vulkanických hornín.

Vulkány sú charakterizované centrálnymi andezitovými pňami a reliktmi vulkanických kužeľov, ktoré laterálne prechádzajú do stratovulkanických komplexov Makovice a Strechového vrchu. Z toho usudzujeme, že ide o sarmatský vek týchto vulkánov. Poukazuje na to i rádiometrický vek určovaný Ar-K metódou (Ďurica et al., 1978) zo vzorky č. 17 centrálneho pňa vulkánu Vechec (kóta Kamenná) s 11,85 mil. rokov.

Zlatobanská formácia

Priestorovo najrozsiahlejšou vulkanickou formáciou sú relikty zlatobanského andezitového stratovulkánu. Formácia je pomenovaná podľa obce Zlatá Baňa a je synonymom zlatobanského vulkanického aparátu, ktorý definoval Kaličiak (1977).

V geologickej stavbe stratovulkánu možno vyčleniť centrálnu, prechodnú a perifériu zónu.

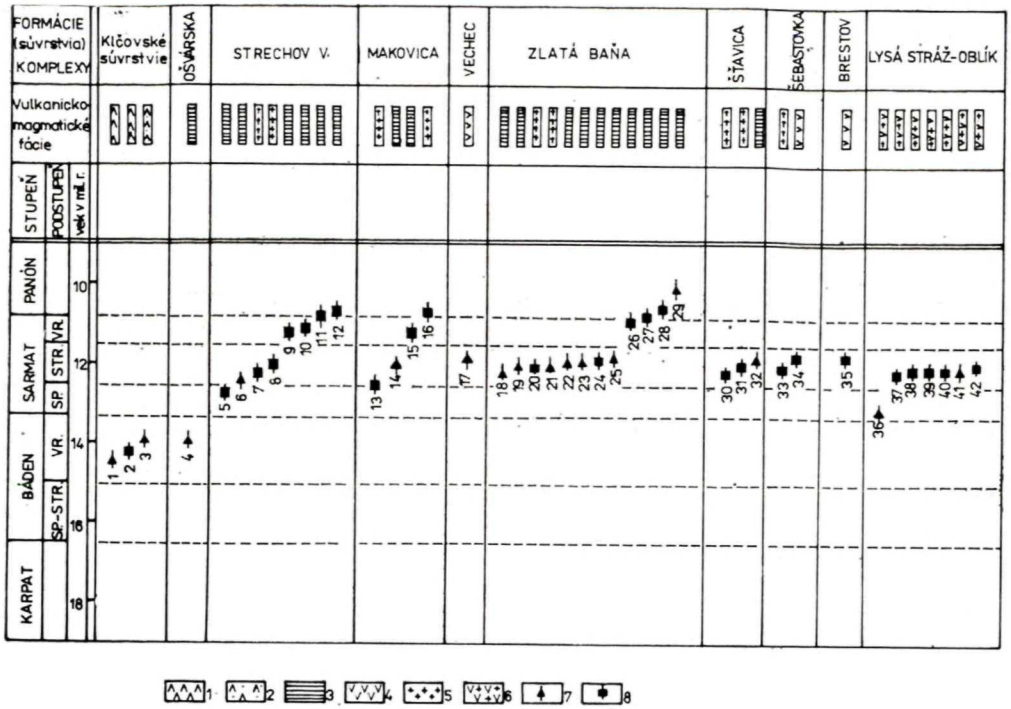
Centrálnu zónu tvorí výrazná kotlinovitá depresia v širšom okolí Zlatej Bane (vulkanickotektonická depresia v zmysle Slávika — Tözséra, 1973). Na jej povrchu je komplex hydrotermálne premenených hornín, v ktorých podloží vystupujú ryolitové vulkanoklastiká a sedimenty pravdepodobne spodnobádenského veku. Do celého toho horninového komplexu intrudovali telesá dioritových porfýrov. Stratovulkán je do značnej miery denudovaný a jeho charakteristický vulkanický kužeľ sa prakticky nezachoval.

Prechodná vulkanická zóna (vulkanický plášť) pozostáva prevažne z lávových prúdov andezitov, ktoré periklinálne upadajú smerom od centrálnej zóny. Periférna zóna stratovulkánu sa vyvinula hlavne v jeho južnej časti predovšetkým z redeponovaných pyroklastík s reliktmi lávových prúdov.

Časový vývoj andezitového stratovulkánu spadá podľa rádiometrického veku jeho vulkanických hornín do stredného sarmatu až panónu (12,2 až 10,0 mil. r.).

K najstarším rádiometricky datovaným vulkanitom patria lávové prúdy pyroxenických andezitov v bazálnej časti stratovulkánu pri Tuhrine (vz. č. 18 — 12,2 mil. rokov) a Lesíčku (vz. č. 19 — 12,05 mil. rokov). Lávové prúdy s fáciami epiklastík ležia na sedimentoch spodného a stredného morského bádenu.

Za súveké a komagmatické s touto etapou vývoja vulkanizmu možno považovať



Obr. 2. Vekové zaradenie vulkanitov severnej časti Slanských vrchov (podľa rádiometrickej časovej škály; Vass et al., 1985). 1 — ryolity, 2 — ryolitové vulkanoklastiká, 3 — lávové prúdy andezitov, 4 — extrúzie andezitov, 5 — dioritové porfýry, 6 — extruzívno-intruzívny komplex, 7 — K-Ar datovanie, 8 — FT datovanie

Fig. 2. Chronology of volcanic activity in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (according to the radiometric time table by Vass et al., 1985). 1 — rhyolite, 2 — rhyolite volcanoclastics, 3 — andesite lava flow, 4 — andesite extrusive body, 5 — diorite porphyry, 6 — extrusive to intrusive complex, 7 — K-Ar data, 8 — fission track data

intrúzie dioritových porfýrov, ktoré prenikli na povrch v centrálnej zóne stratovulkánu a ktoré prerážajú starší komplex ryolitových vulkanoklastík, sedimentov, ako aj hydrotermálne premenený andezitový komplex (vz. č. 20 — 12,1 ± 0,3 mil. rokov a vz. č. 21 — 12,05 mil. rokov).

V časovej postupnosti vulkanizmu v rámci stratovulkánu nasledujú lávové prúdy tvoriace vlastný vulkanický veniec okolo centrálnej zóny s rádiometrickým vekom 11,95—11,85 mil. rokov (vzorky č. 22 až 25). Pokračujúcu vulkanickú činnosť dokumentuje rádiometrický vek z lávových prúdov vrcholových andezitov (vz. č. 26 — 10,9 ± 0,5 mil. rokov, vz. č. 27 — 10,8 ± 0,3 mil. rokov).

Za najmladšie produkty vulkanickej činnosti v oblasti zlatobanského stratovulkánu možno považovať pyroxenicko-amfibolicko-biotitické andezity na Dubníku s vekom 10,6 ± 0,6 mil. rokov (vz. č. 28) a 10,0 mil. rokov (vz. č. 29).

Okrem toho z oblasti ortuťového ložiska na Dubníku sa stanovil rádiometrický vek z hydrotermálne premenených hornín 8,0 ± 0,3 a 9,2 ± 0,8 mil. rokov. Tieto výsledky však pravdepodobne odrážajú vek najmladších hydrotermálnych, resp. zrudňovacích procesov (Vass et al., 1978).

TAB. 1

Výsledky rádiometrického datovania vulkanitov severnej časti Slanských vrchov
Results of radiometric dating of volcanites in the northern part of the Slanské vrchy Mts.

Č. vz.	Pôv. ozn. vzorky	Názov horniny	Lokalita	Formácia, vulk. fácia	Metóda datovania	Stan. vek. v mil. r.	Strat. stupeň	Autor datovania
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	AV-29	bt ryolit	Zamutov vrt Za-2/600	Klčov. súvr. láv. prúd	K-Ar	14,4 ± 2	vrch. báden	Bagdasarjan, 1971 (1)
2	AV-25	bt ryolit	Soľ, 250 m JZ od kóty 166,0	Klčov. súvr. láv. prúd	FT (biotit)	14,2 ± 0,7	vrch. báden	Repčok, 1984 (4)
3	AV-30	ryolit. tuf	Kráľovce, V okraj obce	Klčov. súvr. redep. tuf	K-Ar	13,9 ± 0,3	vrch. báden	Bagdasarjan, 1971 (1)
4	AAD-19	px andezit	Zamutov, lom Z od obce	Ošvárska láv. prúd	K-Ar	13,9 ± 1,1	vrch. báden	Bagdasarjan, 1976 (2)
5	AV-20	aph-px andezit	V. Kamenica, lom	Strechov láv. prúd	FT (amfibol)	12,7 ± 0,4	spod. sarmat	Repčok, 1985 (4)
6	15-1078	px andezit	Dargov, lom Z od obce	Strechov láv. prúd	K-Ar	12,4	stred. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)
7	AV-11	px-aph dior. porfýr	Cabov, Z od obce, 750 m JZ od kóty 649,1	Strechov, intrúzia	FT (amfibol)	12,3 ± 0,5	stred. sarmat	Repčok, 1984 (4)
8	AV-25	px-aph dior. porfýr	Dargov, SZ od obce, vrt Str-1/1175	Strechov, intrúzia	FT (amfibol)	12,0 ± 0,4	stred. sarmat	Repčok, 1985
9	AV-16	aph-px andezit	Herľany, V od obce, 200 m V od kóty 572,5	Strechov láv. prúd	FT (amfibol)	11,2 ± 0,4	vrch. sarmat	Repčok, 1984 (4)
10	AV-1	px-aph andezit	Dargov, S od obce, 750 m JV od kóty 757,9	Strechov láv. prúd	FT (amfibol)	11,1 ± 0,5	vrch. sarmat	Repčok, 1984 (4)
11	AV-21	px-aph andezit	V. Kamenica, V od obce Lazy, kóta 864	Strechov láv. prúd	FT (amfibol)	10,8 ± 0,3	vrch. sarmat-spod. panón	Repčok, 1985
12	AV-2	px-aph andezit	Dargov, SZ od obce, 1 km Z od kóty 762,8	Strechov láv. prúd	FT (amfibol)	10,7 ± 0,4	vrch. sarmat-sp. panón	Repčok, 1985
13	AV-4	px-aph dior. porfýr	Jus. Voľa, JZ od obce, 2 km JV od kóty 944,0	Makovica intrúzia	FT (amfibol)	12,5 ± 0,6	sp.-stred. sarmat	Repčok, 1984 (4)
14	19-1082	px andezit	Kec. Lipovec, SV od obce	Makovica láv. prúd	K-Ar	11,95	stred. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)

Pokračovanie tab. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
15	AV-18	aph-px andezit	Kec. Lipovec, V od obce, kóta 980,5 Makovica	Makovica láv. prúd	FT (amfibol)	11,2 ± 0,6	vrch. sarmat	Repčok, 1984 (4)
16	AV-3	bt ryodacit	Jus. Voľa, JZ od obce, vrt KSM-18	Makovica peň-dajka	FT (biotit)	10,7 ± 0,6	vrch. sarmat-sp. panón	Repčok, 1984 (4)
17	13-1076	px andezit	Vechec, JZ od obce, lom	Vechec peň	K-Ar	11,85	str. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)
18	AAD-24	px andezit	Tuhrina, JZ od obce	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	12,2	str. sarmat	Bagdasarjan, 1976 (2)
19	13-1086	px andezit	Lesíček, JZ od obce	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	12,05	str. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)
20	AV-22	px-aph dior. porfýr	Zlatá Baňa vrt ZH9/840	Zlatá Baňa intrúzia	FT (amfibol)	12,1 ± 0,3	str. sarmat	Repčok, 1985
21	29-1092	px-aph dior. porfýr	Zlatá Baňa, JV od obce, kóta Nozger	Zlatá Baňa intrúzia	K-Ar	12,05	str. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)
22	14-1087	px andezit	Žehňa, V od obce	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	11,95	str. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)
23	27-1090	px andezit	Zlatá Baňa, S od obce, kóta Č. Hora	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	11,95	str. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)
24	AV-19	aph-px andezit	Zlatá Baňa, JZ od obce, kóta Bodoň 980,5	Zlatá Baňa láv. prúd	FT (amfibol)	11,9 ± 0,5	str. sarmat	Repčok, 1985
25	39-1102	px andezit	Červenica, S od obce, Tancoška	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	11,85	str. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)
26	AV-6	px-aph andezit	Petrovce, JZ od obce, 2 km SV od kóty 961,5	Zlatá Baňa láv. prúd	FT (amfibol)	10,9 ± 0,5	vrch. sarmat-sp. panón	Repčok, 1985
27	AV-14	px-aph andezit	Zlatá Baňa, JV od obce, 1 km južne od kóty 1090,9	Zlatá Baňa láv. prúd	FT (amfibol)	10,8 ± 0,3	vrch. sarmat-sp. panón	Repčok, 1985
28	AV-12	px-aph-bt andezit	Dubník, vrt DS-3/25	Zlatá Baňa láv. prúd	FT (biotit)	10,6 ± 0,6	sp. panón	Repčok, 1984 (4)
29	—	px-aph-bt andezit	Dubník	Zlatá Baňa láv. prúd	K-Ar	10,0 ± 1	panón	Arakeljanc, (2)
30	AV-8	px-aph dior. porfýr	Kokošovce, SV od obce, 200 m J od kóty 577,0	Šťavica intrúzia	FT (amfibol)	12,2 ± 0,4	stred. sarmat	Repčok, 1984 (4)

Pokračovanie tab. 1.

1	2	3	4	5	6	8	7	9
31	AV-17	px-aph dior. porfýr	Kokošovce, SV od obce, 50 m SZ od kóty 621,6	Šťavica intrúzia	FT (amfibol)	12,0 ± 0,4	stred. sarmat	Repčok, 1985
32	25-1088	px andezit	Kokošovce, SV od obce, lom Hradová	Šťavica láv. prúd	K-Ar	11,95	stred. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)
33	AV-24	px-aph dior. porfýr	Podhradík, V od obce, 250 m JZ od kóty 585,0	Šebastovka intrúzia	FT (amfibol)	12,1 ± 0,3	stred. sarmat	Repčok, 1985
34	AV-9	aph-px andezit	Šar. Poruba J od obce, lom Borovik	Šebastovka extrúzia	FT (amfibol)	11,8 ± 0,4	stred. sarmat	Repčok, 1985
35	AV-15	aph-px andezit	Opiná, SZ od obce, 1 km SV od kóty Verečina	Brestov extrúzia	FT (amfibol)	11,8 ± 0,4	stred. sarmat	Repčok, 1985
36	AAD-5	aph-px andezit	Fintice, lom	L. Stráž — Oblík extrúzia	K-Ar	13,1 ± 2,1	spod. sarmat	Bagdasarjan, 1976 (2)
37	AV-5	px-aph dior. porfýr	Petrovce, JZ od obce, 850 m SZ od kóty 932,0	L. Stráž — Oblík intrúzia	FT (amfibol)	12,2 ± 0,4	stred. sarmat	Repčok, 1984 (4)
38	AV-7	px-aph dior. porfýr	Petrovce, JZ od obce, 250 m JV od kóty 579,0	L. Stráž — Oblík intrúzia	FT (amfibol)	12,1 ± 0,4	stred. sarmat	Repčok, 1984 (4)
39	AV-10	px-aph dior. porfýr	V. Šebastová, V od obce, lom — Maglovec	L. Stráž — Oblík intrúzia	FT (amfibol)	12 ± 0,3	stred. sarmat	Repčok, 1984 (4)
40	AV-26	px-aph dior. porfýr	Petrovce, J od obce, vrt Her-1	L. Stráž — Oblík intrúzia	FT (amfibol)	12,1 ± 0,3	stred. sarmat	Repčok, 1985
41	30-1093	px-aph dior. porfýr	V. Šebastová, V od obce, lom Maglovec	L. Stráž — Oblík intrúzia	K-Ar	12,1	stred. sarmat	Kreuzer, 1978 (3)
42	AV-30	px-aph andezit	Hubošovce, JV od obce, 500 m SZ od kóty 698,4	L. Stráž — Oblík extrúzia	FT (amfibol)	12,0 ± 0,45	stred. sarmat	Repčok, 1985

Údaj sa nachádza v práci: (1) Bagdasarjan et al., 1971; (2) Slávik et al., 1976; (3) Ďurica et al., 1978; (4) Repčok et al., 1985

Formácia Šťavica

Formácia z reliktov andezitového stratovulkánu na SV od obce Kokošovce má názov podľa potoka Šťavica (prítok Delne). V geologickej stavbe stratovulkánu možno vyčleniť centrálnu vulkanickú zónu tvorenú kotlinovitou depresiou na povrchu s komplexom hydrotermálne premenených hornín prerazených pňami dioritových porfýrov. Po jej obvode, hlavne v západnej a severnej časti, sa zachovali relikty vulkanického kužeľa s prechodom do prechodnej zóny stratovulkánu (vulkanického plášťa) tvorenej lávovými prúdmi, menej pyroklastikami. Periférna zóna s fáciami redeponovaných pyroklastík a epiklastík sa takmer nevyvinula. Vulkanity formácie ležia na morských sedimentoch spodného — stredného bádenu.

Rádiometrický vek z horniny intrúzie dioritového porfýru v centrálnej zóne (12,2 ± 0,4 mil. rokov, vz. č. 31), ako aj z lávového prúdu (11,95 mil. rokov, vz. č. 32) poukazuje na stredný sarmat. Vrchná veková hranica vulkanickej činnosti v oblasti tohto stratovulkánu sa doteraz nedokumentovala.

Formácia Šebastovka

Formácia pomenovaná podľa potoka Šebastovka predstavuje relikty malého parazitického vulkánu v severnej časti Slanských vrchov na V od obce Podhradík. V stavbe vulkánu možno vyčleniť centrálnu zónu s prienikmi pňov dioritových porfýrov a po obvode s reliktmi vulkanického kužeľa, ako aj prechodnú zónu tvorenú prevažne lávovými prúdmi. Periférna zóna sa nevyvinula.

Z hľadiska časového vývoja považujeme tento vulkán za súveký so susednými stratovulkánmi (zlatobanským, Šťavica), o čom svedčí vzájomné laterálne prekrývanie sa jednotlivých vulkanických fácií v zónach styku, ako aj stanovený rádiometrický vek z pňa dioritového porfýru 12,1 ± 0,3 mil. rokov (vz. č. 33) a extruzívneho telesa v jeho severnej časti 11,8 ± 0,4 mil. rokov (vz. č. 34). Vrchná veková hranica vulkanickej činnosti v oblasti tohto vulkánu sa doteraz nedokumentovala.

Brestovská formácia

Brestovská formácia reprezentuje komplexy extruzívnych andezitových telies a epiklastík v priestore medzi obcami Lesíček — Opiná — Varhaňovce — Brestov. Pomenovaná je podľa obce Brestov na západných svahoch morfologicky výrazných extruzívnych telies (Kaličiak, 1984). Formácia sa čiastočne prekrýva s komplexom Brestov — Abranovce, ktorý vyčlenil Tözsér (1972).

Tvoria ju kupolovité, morfologicky výrazné extruzívne (intruzívne) telesá amfibolicko-pyroxenických andezitov a fácie hruboúlomkovitých až drobnoúlomkovitých epiklastických brekcií. Extruzívne telesá vystupujú na povrch v prostredí morských sedimentov bádenu, ktoré prerážajú a kontaktne metamorfujú.

Rádiometrický vek andezitu z extruzívneho telesa na SZ od obce Opiná 11,8 ± 0,4 mil. rokov (vz. č. 35) radí túto vulkanickú aktivitu do stredného sarmatu.

Komplex Lysá stráž — Oblík

Ako samostatný komplex vyčleňujeme kupolovité extruzívno-plytkointruzívne telesá andezitov až dioritových porfýrov vystupujúce na povrch pozdĺž severného okraja miocénnej molasy od Lysej stráže na SZ po Oblík na JV. Tieto vulkanické telesá prenikli na povrch v priestore pozdĺžnej elevačnej tektonickej zóny (Slávik et al., 1968) a prerážajú sedimenty paleogénu až spodného miocénu, ktoré

miestami výrazne kontaktne metamorfujú.

Rádiometrický vek z týchto hornín (okrem vz. č. 36 s 13,1 ± 2,1 mil. rokov) jednoznačne poukazuje na strednosarmatskú magmatickú aktivitu v rozpätí 12,2 ± 0,4 až 12,0 ± 0,45 mil. rokov (vz. č. 37 až 42).

Záver

Údaje z rádiometrického výskumu vulkanických hornín sú jedným zo základných prvkov pri rekonštrukcii časového vývoja a chronológie vulkanizmu v oblasti Slanských vrchov. Hlavná vulkanická činnosť podmienila vznik a vývoj andezitového vulkanizmu, ktorého produkty tvoria samostatné vulkanické štruktúry — vulkány a stratovulkány.

Podľa rádiometrických údajov spadá ich vznik do vrchného bádenu až spodného panónu s kulmináciou v strednom a vrchnom sarmate. Kulminácii andezitového vulkanizmu predchádzala kulminácia sedimentácie v spodnom sarmate (Vass, 1986).

Literatúra

Bagdasarjan, G. P. — Slávik, J. — Vass, D. 1971: Chronostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. *Geol. Práce, Spr., 55, 87—96.*

Ďurica, D. — Kaličiak, M. — Kreuzer, H. — Müller, O. — Slávik, J. — Tözsér, J. — Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 75—88.*

Gašparík, J. 1955: Stratigrafické pomery neogénu v oblasti medzi Herľanami a Bidovcami na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Zpr., 4, 61—71.*

Grecula, P. — Kaličiak, M. — Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Miner. slov., 9, 419—448.*

Kaličiak, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — Geofond Bratislava, 114 s.*

Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov). *Miner. slov., 12, 1, 1—25.*

Kaličiak, M. 1984: Vysvetlivky k listu mapy 38—131. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava, 102 s.*

Kaličiak, M. 1985: Vysvetlivky k listu mapy 38—113. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava, 92 s.*

Kantor, J. — Repčok, I. — Ďurkovičová, J. — Eliáš, K. 1984: Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa rádiometrického datovania. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Repčok, I. 1985: Datovanie niektorých vulkanitov Slanských vrchov a Vihorlatu metódou stôp po štiepení uránu. *[Čiastková správa za rok 1985.] Manuskript — Geofond Bratislava, 18 s.*

Repčok, I. — Kaličiak, M. — Bacsó, Z. 1985: Vek niektorých vulkanitov východného Slovenska metódou stôp po štiepení uránu. *Západ. Karpaty (v tlači).*

Seneš, J. 1955: Výsledky geologického výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. *Geol. Práce, Zpr., 4, 32—60.*

Slávik, J. — Cmuntová, M. — Horáková, M. — Volfová, J. 1960: Biostratigrafické zhodnotenie vrtu Čelovce-1. *Geol. Práce, Zpr., 18.*

Slávik, J. 1967: Sadrovec a anhydrit v miocéne východného Slovenska. *Geol. Sbor., 18., 65—77.*

Slávik, J. 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in eastern Slovakia. *Geol. Práce, Spr. 44—45, 199—214.*

Slávik, J. — Čverčko, J. — Rudinec, R. 1968: Geology of neogene volcanism in east Slovakia. *Geol. Práce, Spr. 44—45, 215—230.*

Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24/1, 23—52.*

Slávik, J. — Bagdasarjan, G. P. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Orlický, O. — Vass, D. 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich gor. *Miner. slov., 4, 319—344.*

Švagrovský, J. 1964: Hranica torton — sarmat v neogéne vých. Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, XV, 1, 79—86.*

Tözsér, J. 1972: Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu v Prešovsko-tokajskom pohorí. *Manuskript — Geofond Bratislava, 239 s.*

Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu

východného Slovenska a jeho podložia. *Miner. slov., 7, 3, 81—104.*

Vass, D. — Tözsér, J. — Bagdasarjan, G. P. — Kaličiak, M. — Orlický, O. — Ďurica, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. Práce, Spr., 71, 77—88.*

Vass, D. 1981: Rozdelenie molás Západných Karpát v čase a priestore. *In: Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Košice, GP, 79—83.*

Vass, D. — Čverčko, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr., 82, 111—126.*

Vass, D. — Repčok, I. — Balogh, K. — Halmai, J. 1985: Radiometric time scale of Central Paratethys Neogene revised. *Proc. VIII. congress REMNS (Budapest).*

Vass, D. 1986: Zhodnotenie rýchlosti sedimentácie v alpínskych molasových panvách Západných Karpát. *Západ. Karpaty (v tlači).*

Reconstruction of time development of volcanoes in the northern part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia

Hitherto several views have been published on the chronological development of volcanism in the Slanské vrchy Mts. During the seventies, Slávik (1968), Slávik et al. (1968) and later Slávik — Tözsér (1973) ranged the products of this volcanism into the time span between Lower Miocene and Pliocene.

Radiometric investigations from the beginning of eighties allowed new insight into the time-development of volcanic activity. Single volcanic rocks have been dated using the K-Ar whole rock method results of which are comprehensively evaluated by Bagdasarjan et al. (1971), Slávik et al. (1976), Ďurica et al. (1978) as well as by Vass et al. (1978). These investigations led to the conclusion that the intermediate andesitic volcanism appeared and even terminated mostly in Sarmatian time.

Structural, volcanological and lithofacial analysis of volcanic terranes allowed recently to outline single volcanic edifices, i. e. volcanoes and stratovolcanoes (Kaličiak, 1977, 1984, 1985; Kaličiak in Grecula et al. 1977). Simultaneously, complementary radiometric investigations have been realized using the fission track method (Repčok in Kantor et al., 1984; Repčok, 1985). Results of fission track dating together with previous data allow reliable reconstruction of the chronology of volcanic events in the northern part of the Slanské vrchy Mts.

Chronology of volcanic events

First volcanic products of Neogene age are the acidic, mainly explosive rocks of rhyolite composition which have gradually been substituted, in Upper Badenian and Sarmatian time, by andesite producing volcanic activity reflecting the culmination in basin evolution. Oldermost volcanite levels in the Neogene filling are rhyolite volcanoclastics in sediments of Eggenburgian age. The second early volcanic horizon has formerly been outlined in sediments of Karpathian age by Slávik (1968). However radiometric age data from the suspected horizon are sharply discordant with its supposed age yielding 25.4 ± 2.3 and 12.2 ± 1.8 m. y. what does not support, in any case, their Karpathian age.

Conspicuous volcanic activity occurred in Lower Badenian time producing several layers of rhyolite to rhyodacite tuff deposited into marine sediments of this age. This age has the rhyolite tuff in Šťavica brook valley westernly from Zlatá Baňa and near Šarišská Poruba village in the northern part of the Slanské vrchy Mts.

Volcanic products of Upper Badenian age are represented by rhyolite to rhyodacite but also by rocks of andesite composition. Age constraints to the activity of this age are provided by biostratigraphy but also by radiometric data.

Upper Badenian age have the rhyolite and rhyodacite volcanoclastics near Zamutov (1), westernly from Soľ village (2) as well as near Kráľovce (3, figs. 1, 2). This age have also rocks of andesite composition composing the Ošvárska Formation and representing relics of a pyroxene andesite stratovolcano westernly from Zamutov village (figs. 1, 2).

The peak of volcanic activity in the area

was during Sarmatian time continuing to gradual extinction also in Lower Pannonian. Products of this activity are represented by rhyolite volcanoclastics in oldermost Lower Sarmatian sediments but namely by andesitic masses composing up to recently a continuous chain of relic volcanoes in the area both autonomous and stratovolcanic in structure.

Data from structural volcanology and lithofacial analysis allowed to outline the single volcanic formations (complexes) within this andesitic edifice of Sarmatian to Lower Pannonian age (fig. 1) applying also results of radiometric dating incorporated into the chronological time table (fig. 2). The single volcanic formations outlined are as follows.

Strechový vrch Formation

The formation represents relics of andesite stratovolcano covering, in fact, the extent of the formerly outlined Strechový vrch volcanic edifice (Kaličiak in Grecula et al., 1977). The stratovolcano developed within the time span of 12.7 $\pm$ 0.4 to 10.7 $\pm$ 0.4 m. y. what is upper part of Lower Sarmatian to Lower Pannonian (fig. 2).

Makovica Formation

The formation is represented by relics of an andesitic stratovolcano identical with the extent of the Makovica volcanic edifice outlined by Kaličiak (in Grecula et al., 1977). The time-interval of its development is limited by 12.5 $\pm$ 0.6 and 10.7 $\pm$ 0.6 m. y. what is again between the upper part of Lower Sarmatian and Lower Pannonian (fig. 2).

Zlatá Baňa Formation

The formation areally represents the most extensive unit in the area and unifies relics of the Zlatá Baňa stratovolcano corresponding to the Zlatá Baňa volcanic edifice (Kaličiak, 1977). The formation originated between 12.2—10.0 m. y. i. e. from Middle Sarmatian to Pannonian (fig. 2).

Šťavica Formation

The formation is composed of relics of andesite stratovolcano where volcanites occur in the overlier of marine sediments of Middle to Upper Badenian age. To the contrary, radiometric data substantiate Middle Sarmatian age of volcanism (fig. 2). The upper age limit of this volcanic activity is hitherto unknown from the stratovolcano itself.

Šebastovka Formation

The formation is represented by relics of a small parasitic volcano in the northern part of the Slanské vrchy Mts. From chronological point of view, this parasitic volcano developed contemporaneously with the neighbour stratovolcanoes what is reflected also by radiometric data from its central neck yielding similar age even from the extrusive body (samples № 33, 34, too).

Brestov Formation

The formation is represented by volcanic complexes of extrusive andesite bodies and epiclastics in the wider surroundings of Brestov village. Radiometric age of andesite creating extrusive body near Opiná village is 11.8 $\pm$ 0.4 m. y. (fig. 2) what substantiates Middle Sarmatian age of the volcanic activity.

The Lysá Stráž — Oblík Complex

Domatic extrusive bodies and shallow intrusions of andesite or diorite porphyrite composition along the northeastern margin of the Slanské vrchy Mts. are assembled into a single volcanic unit named the Lysá Stráž — Oblík Complex. Radiometric ages obtained from the respective rocks (except for sample № 36) unambiguously point to Middle Sarmatian age of magmatic activity in a time-span of 12.2 $\pm$ 0.4 to 12.0 $\pm$ 0.45 m. y. (fig. 2).

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

I. Mucha — E. Paulíková: **Využitie modelovania pri intenzifikácii odberu podzemnej vody**

Modelovanie umožňuje štúdium rôznych stránok objektov, a to kvantitatívnych, kvalitatívnych, vnútorných i vonkajších, obsahových i štrukturálnych atď. Pri modelovaní je dôležitá schematizácia objektov, pretože priamo súvisí s rozporom medzi teóriou a praxou. Modelovanie teda nie je priamou bezprostrednou formou poznania. Poznatky získané modelovaním sa musia vhodne interpretovať na skúmaný objekt. Model pomáha dospieť k teoretickým záverom ľahšie ako len samotné pozorovanie a teoretická analýza. Model môže zastupovať objekt ako objekt experimentu. Postupnosť využívania modelov v praxi môže byť nasledujúca: prax — skúsenosť — rozpor — teória — model — experiment — prax — skutočnosť... atď. Základnými cieľmi modelovania pri skúmaní objektu sú:

— poznávanie reality preverovaním koncepcie modelu (hypotézy) pomocou praktického experimentu (realita je podchytená technicky merateľnými parametrami),

— vedecká interpretácia v minulosti prebehnutých procesov (fenomenologické objasnenie procesu alebo vedecky odôvodnená epigenéza),

— identifikácia parametrov prebehnutého odmeraného procesu,

— vedecká prognóza budúceho priebehu procesu za určitých rozumne zvolených podmienok (vedecky podložená prognóza),

— projektovanie efektívnych opatrení a technických zásahov na vedomé ovplyvňovanie procesov (riadenie procesu),

— optimalizovanie priebehu procesu a jeho riadenie trvalými opatreniami a technickými zásahmi.

Koncepčne je model mocným nástrojom riadenia. Modelovaním možno tvoriť a skúšať alternatívy, projekty, študovať fyzikálne zákonitosti systému. Výsledky možno uplatniť i v ekonomike, pri politických rozhodovaniach a v riadení vývoja a optimalizovania spoločnosti. Modely však nie sú veci, nie sú nástroje ani tovar. Modelovanie vyžaduje vysoké vedomosti užívateľa. Subjekt, využívajúci model, je najdôležitejší. Model bez subjektu nemá význam. Výsledky modelovania sú dané hlavne schopnosťami užívateľa. Na to nie sú žiadne priame pravidlá ani normy. Naopak, normovanie v modelovaní spôsobuje stratu schopností subjektu.

Modelovanie je iteratívny proces, krok za krokom s rôznymi vstupnými i počiatočnými údajmi. Modely sú aproximáciou reality, ale nie sú realitou samou, často sú veľmi hrubou aproximáciou. Ich hlavný význam vidíme v tom, že zvyšujú zrozumiteľnosť procesov, odpovedajú na otázky, čo, ako a kedy vplýva na procesy, spôsobujú zlepšenie prieskumných metód v praxi, vedú k jasným formuláciám úlohy a cieľa, spôsobujú pracovnú integráciu rôznych vedných disciplín a interdisciplinárnu spoluprácu, sú ľahko porovnateľné so skutočnosťou, dajú sa stále zdokonaľovať, a tak prenikať postupne do podstaty systému.

Príklady modelovania čerpacích skúšok a prúdenia vody vo vertikálnom reze boli obsahom ďalšej časti prednášky.

Mineralia slov.
19 *(1987), 5, 417—422*

Prvý nález morského otnangu v juhoslovenskej panve

DIONÝZ VASS*, MICHAL ELEČKO*, VIERA KANTOROVÁ**, RUŽENA LEHOTAYOVÁ***, JÁN KLUBERT****

* Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
** Leškova 7, 811 04 Bratislava
*** Flöglova 2, 811 05 Bratislava
**** Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Kyncelová 10, 974 00 Banská Bystrica

Doručené 19. 2. 1987

Первое определение морского отнанга в югословацкой впадине

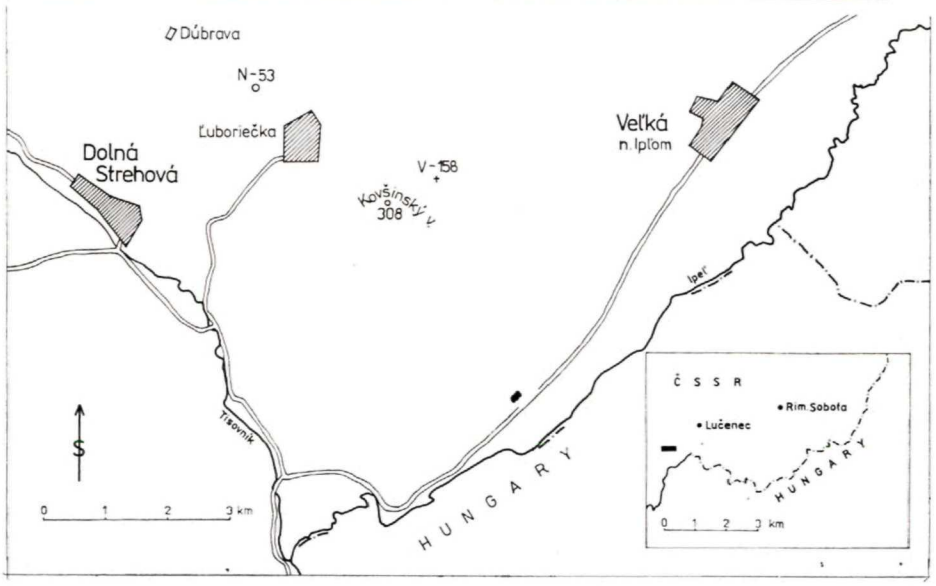
Новые находки морских микроорганизмов, фораминифер и известняковой нонофлоры зон HH3-HH4 нижняя часть в плахтинских слоях (в прошлом т. н. „глины кровли") шалготарянской свиты доказывает их отнангский возраст, что в геохронологии средиземного неогена принадлежит средней части бурдигала и ингресии отнангского моря в седиментационной среде плахтинских слоёв.

The first discovery of marine Ottnangian in the South Slovakian Basin

New discoveries of marine microorganismes, foraminifera and calcareous nannoflora of the NN3 — the lower part of NN4 zones in the Plachtince Member (in the past so-called "overlying clays") of the Salgótarján formation, demonstrate their Ottnangian age, which corresponds with the middle part of Burdigalian of the mediterranean Neogene and indicate the ingression of the Ottnangian sea into the sedimentation area of the Plachtince Member.

Šalgótarjánske súvrstvie (Seneš in Papp et al., 1973), resp. šalgótarjánske uhľonosné súvrstvie (Noszky, 1930) je nositeľom hnedouhoľných ložísk v severnom Maďarsku a na južnom Slovensku. Jedno z týchto ložísk sa t. č. na Slovensku ťaží (Baňa Dolina) a druhé je v štádiu vyhľadávacieho prieskumu (ložisko Ľuboriečka a jeho pokračovanie medzi Ľuboriečkou a Malými Dálovcami).

Šalgótarjánske súvrstvie, v zmysle Zásad čs. litostratigrafickej terminológie (Chlupač et al., 1978), bolo rozčlenené (Vass et al., 1983) na *pôtorské vrstvy,* predtým nazývané „produktívne sladkovodné súvrstvie s uhoľnými slojmi" (Čechovič, 1952) alebo „súvrstvie pieskov, ílov a štrkov s uhoľnými slojmi — produktívna séria" (Čechovič in Kuthan et al., 1963), „sedimenty močiarov s uhoľnými slojmi — produktívne vrstvy" (Vass in Vass et al., 1979), alebo iba „produktívne vrstvy" (v početných nepublikovaných správach a výpočtoch zásob uhlia; tab. 1), a *plach-*



Obr. 1. Situácia vrtu N-53 a dokumentačného bodu V-158
Fig. 1. Localization of the N-53 borehole and V-158 outcrop

tinské vrstvy, predtým nazývané „súvrstvie šlírových ílov" (Čechovič, 1952), „íly s lupeňovitým rozpadom, nadložné íly" (Čechovič in Kuthan et al., 1963), „jazerné sedimenty, tzv. nadložné íly" (Vass in Vass et al., 1979) alebo iba „nadložné íly" (v nepublikovaných správach a výpočtoch zásob).

Plachtinské vrstvy sú na južnom Slovensku hrubé až 200 m. Ležia na pôtorských vrstvách a spravidla sú zakryté vrstvami Medokýšneho potoka či medokýšnymi vrstvami (Vass in Vass et al., 1983; p. Stratigrafický slovník 2, s. 58: „v minulosti onkoforové, pozdejšie rzehakiové vrstvy"), ak však posledne menované neodstránila predbádenská denudácia. Plachtinské vrstvy sú veľmi monotónne, rozpadavé, mäkké, nevápnité modrosivé až tmavosivé ílovce a prachovce s lupeňovitou či bridličnatou odlučnosťou s ojedinelými tmavými, na bitúmeny bohatšími polohami, vzácne i s polohami tenkých ryodacitových tufov a tufitov.

Od čias, keď Čechovič (1948) odlíšil nevápnité (podľa jeho vtedajších poznatkov vápnité zvyšky morských organizmov prakticky neobsahujúce „šlírové" či „nadložné íly") od vápnitých, na morskú faunu bohatých „šlírových vrstiev" karpatu, niekoľko generácií geológov tento záver akceptovalo a v „nadložných íloch" faunu nik nehľadal. „Nadložné íly" sa považovali buď za sedimenty veľkého, dosť hlbokého a tichého morského zálivu s nízkym, postupne narastajúcim obsahom soli (Čechovič, 1952), resp. za jazerné sedimenty (Čechovič in Kuthan et al., 1963; Vass in Vass et al., 1979).

Pri zostavovaní Geologickej mapy 1 : 25 000 list Lučenec-2 a pri vyhľadávacom prieskume na uhlie vo vrchnej časti plachtinských vrstiev (a to na dvoch miestach v okolí obce Ľuboriečka; obr. 1) sa našli autochtónne spoločenstvá morských organizmov (foraminifer) a vápnitej nano-

TAB. 1
Porovnávacia tabuľka názvov pôtorských a plachtinských vrstiev šalgótarjánskeho súvrstvia
A comparative table of terms of the Pôtor and Plachtince Member of the Salgótarján formation

šalgótarjánske súvrstvie		
pôtorské vrstvy	plachtinské vrstvy	
produktívne sladkovodné súvrstvie s uhoľnými slojmi	súvrstvie šlírových ílov	V. Čechovič, 1952
súvrstvie pieskov, ílov a štrkov s uhoľnými slojmi - produktívna séria	íly s lupeňovitým rozpadom nadložné íly	V.Čechovič in Kuthan et al.,1963
sedimenty močiarov s uhoľnými slojmi - produktívne vrstvy	jazerné sedimenty, tzv. nadložné íly	D.Vass in D.Vass et al.,1979
produktívne vrstvy	nadložné íly	manuskripty a výpočty zásob

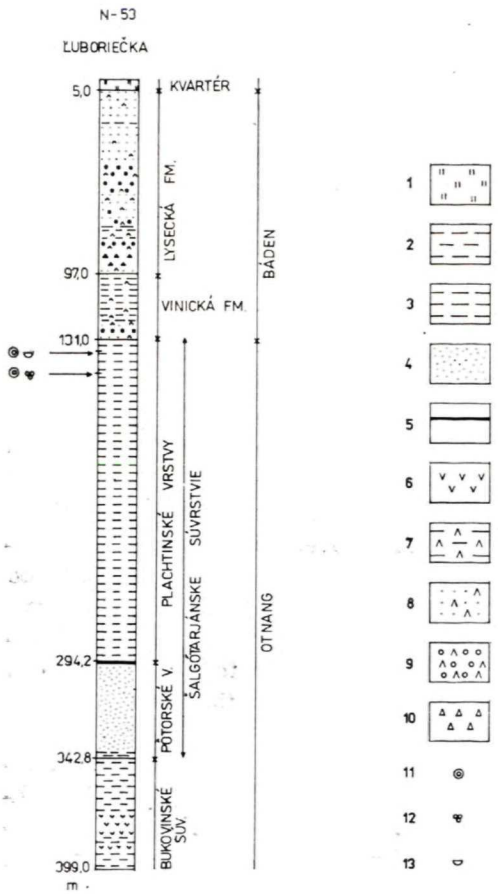
flóry značného biostratigrafického a paleoekologického významu.

Zo vzorky pochádzajúcej z odkryvu V-158 2,3 km na VJV od obce Ľuboriečka a 850 m na SV od kóty Kovšinský vrch sa okrem iného určili spodnomiocénne druhy *Uvigerina bononiensis primiformis* Papp et Turnovsky, *Globigerina praebulloides* Blow, *Cibicidoides borislavensis* (Aisenstat), *C. karpaticus* (Mjatliuk) a početné jedince druhu *Lenticulina cultrata* (Montfort). Vo vzorke z vrtu N-53 (obr. 2) 2 km na SZ od obce Ľuboriečka sa v hĺbke 146,5—146,7 m našlo podobné spoločenstvo, ale aj s druhmi *Uvigerina parkeri breviformis* Papp et Turnovsky, *Globigerina praebulloides* s intermediárnymi formami k druhu *Globigerinoides primordius* (Blow et Banner), *Globigerina woodi woodi* (Jenkins) a *Bolivina hebes* Macfadyen.

Vo vzorkách z vrtu N-53 sa okrem foraminifer našli aj spoločenstvá vápnitej nanoflóry. Bohaté spoločenstvá sa zistili v hĺbke 135,6—135,7 m (tu sa našli aj ostrakódy) a v hĺbke 146,6—146,7 m. Spoločenstvo z hĺbky 145,6—145,7 m bolo chudobné. V bohatších spoločenstvách z hĺbky 135,6—135,7 m sa našli druhy významné z biostratigrafického hľadiska: *Cricolithus jonesi Cohen, Discoaster aulacos* Gartner, *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon, *H. carteri* (Wallich) Kamptner, *H. mediterranea* Müller, *Sphenolithus pacificus* Martini, *Syracosphaera* sp. Takéto spoločenstvo zodpovedá nanoplanktonickej biozóne NN3 a spodnej časti zóny NN4, ktoré svojím stratigrafickým rozsahom zodpovedajú najpravdepodobnejšie regionálnemu stupňu otnang, lebo stratotyp otnangu a ekvivalentné vrstvy v Rakúsku obsahujú nanoflóru korelovateľnú s vrchnou časťou biozóny NN3 a spodnou časťou NN4 (Martini — Müller, 1975).

Uvedené spoločenstvá potvrdzujú otnanský vek prinajmenšom vrchnej časti plachtinských vrstiev (obr. 2), z ktorých sa doposiaľ opísali sporomorfy využiteľné pre biostratigrafiu (Planderová in Papp et al., 1973). Spoločenstvo sporomorf prináleží mikrofloristickej zóne MF-2, ktorá sa korelovala s nanoplanktonickými zónami NN2 — vrchná časť a NN3 (Planderová, 1978 a ústne oznámenie), čiže s vrchným egenburgom a spodným otnangom. V minulosti sa plachtinské vrstvy radili k otnangu hlavne na základe superpozície, lebo v hlbšom podloží plachtinských vrstiev leží morský, biostratigraficky spoľahlivo doložený egenburg a v nadloží biostratigraficky dokázaný karpat.

Ďalší poznatok spadá do sféry paleogeografie. Opísané autochtónne morské spoločenstvá jednoznačne poukazujú na existenciu morských ingresií do prostredia, v ktorom vznikali plachtinské vrstvy, pri-



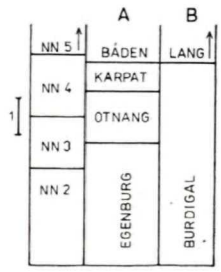
Obr. 2. Schematický profil vrtu N-53 (Ľuboriečka). 1 — sedimenty kvartéru, 2 — íly, 3 — rozpadavé ílovce a prachovce, 4 — piesky a rozpadavé pieskovce, 5 — uhoľný sloj, 6 — ryodacitové tufy a tufity, 7 — tufitické ílovce a prachovce, 8 — andezitové epiklastické pieskovce, 9 — andezitové epiklastické zlepence, 10 — andezitové epiklastické brekcie, 11 — vápnitá nanoflóra, 12 — foraminifery, 13 — ostrakódy

Fig. 2. Schematic profile through the N-53 borehole (Ľuboriečka). 1 — Quaternary sediments, 2 — clays, 3 — decayed claystones and siltstones, 4 — sands and decayed sandstones, 5 — coal seams, 6 — tuffs and tuffites of rhyodacites, 7 — tuffitic claystones and silstones, 8 — andesite epiclastic sandstones, 9 — andesite epiclastic conglomerates, 10 — andesite epiclastic breccias, 11 — calcareous nannoflora, 12 — foraminifera, 13 — ostracoda

čom ingresie (či ingresia) sa nijako zjavne neprejavili na litológii sedimentov plachtinských vrstiev. Iba laboratórne rozbory ukázali, že horninu z vrtu N-53 v hĺbke 145,5—145,6 m a z povrchovej lokality V-158 tvorí hrubozrnný prachovec (stredný moment zrnitosti Xfi je 4,83, resp. 5,14). Prachovec je slabo karbonatický (obsah $CaCO_3$ — 10,07 %, resp. 10,83 %, $MgCO_3$ 5,08 %, resp. 4,31 %), zatiaľ čo typickým litotypom plachtinských vrstiev sú rozpadavé nekarbonatické ílovce a siltovce.

Záver

Nové nálezy morských mikroorganizmov (foraminifer) a vápnitej nanoflóry biozóny NN3 až spodnej časti NN4 v plachtinských vrstvách jednoznačne dokazujú ich otnanský vek (cf. Martini — Müller, 1975; Rögl — Steininger, 1983) a umožňujú aj ich interregionálnu koreláciu prostredníctvom nanoflóry (obr. 3) so strednou čas-



Obr. 3. Korelácia nanoplanktonických biozón s regionálnymi chronostratigrafickými stupňami centrálnej Paratetýdy (A), stredomorskej oblasti (B) a stratigrafický rozsah plachtinských vrstiev. 1 — stratigrafický rozsah plachtinských vrstiev. (Korelácia v stĺpci A podľa Rögla a Steiningera, 1983, v stĺpci B podľa Müllerovej, 1984)

Fig. 3. Correlation of nannoplanktonic zones with regional chronostratigraphic stages of Central Parathetis (A), the Mediterranean (B) and stratigraphical range of the Plachtince Member. 1 — stratigraphical range of the Plachtince Member (correlation in column A according to Rögl — Steininger, 1983, in column B according to Müller, 1984)

fou burdigalu stredomorskej oblasti (Müller, 1984). Okrem toho nálezy morských spoločenstiev v sedimentoch považovaných doposiaľ za jazerné upozorňujú, že počas otnangu, kedy sedimentovali plachtinské vrstvy, došlo k morským ingresiám z juhu.

Literatúra

Čechovič, V. 1948: Správa o výskumných prácach v okolí Modrého Kameňa od 21. 7. 1946 do 1. 3. 1948. *Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava.*

Čechovič, V. 1952: Geológia juhoslovenskej uhoľnej panvy. *Geol. Práce, Zoš., 33, 1—53.*

Chlupač, I. et al. 1978: Zásady československé stratigrafické klasifikace. *Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 6, 321—331.*

Kuthan, M. et al. 1963: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape M-34-XXXII Zvolen. *Bratislava, Geofond, 1—132.*

Martini, E. — Müller, C. 1975: Calcareous nannoplankton and silicoflagelates from the type Ottnangian and equivalent Strata in Austria (Lower Miocene). *Proc. 6th Congr. RCMNS. Bratislava, Veda, 121—124.*

Müller, C. 1984: Manuskript prezentovaný na 8. kongrese RCMNS Budapest 1985.

Noszky, J. 1930: Die Oligozän-Miozän Bildungen in den N-O Teile des Ungarischen Mittelgebirges. II. Miocen. *Ann. hist.-natur. Mus. nat. hung., 27, 159—236.*

Papp, A. — Rögl, F. — Seneš, J. et al. 1973: Chronostratigraphic und Neostratotypen M_2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarjáner Bantapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. *Bratislava, SAV, 841 s.*

Planderová, E. 1978: Mikrofloristické zóny v neogéne centrálneho Paratethysu. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 3.*

Rögl, F. — Steininger, F. F. 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. *Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 85/A, 135—163.*

Vass, D. — Konečný, V. — Šefara, J. et al. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, 277 s.*

Vass, D. et al. 1983: Vysvetlivky ku Geologickej mape Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, 5—126.*

The first discovery of marine Ottnangian in the South Slovakian Basin

The Salgótarján Formation is the bearer of brown coal deposits in northern Hungary (Salgótarján) and in southern Slovakia (Baňa Dolina). The Luboriečka deposit and its continuation towards the SE direction is in the prospecting stage.

The formation has been divided into the Pôtor Member and the overlying Plachtince Member which were, in the past, called by different — today, from the point of rules of lithostratigraphic terminology invalid — terms (see Tab. 1).

The Plachtice Member consits of very monotonous, decayed, soft noncalcareous claystones and siltstones with leafy and slaty jointing of blue-grey and dark grey colour, scarcely with intercalations of rhyodacite tuffites. It lies on the Pôtor Member and are covered, as a rule, with the Karpatian beds.

The Plachtince Member is considered as sediments of large, rather deep and quiet gulf with low, gradualy increased content of salt or as limnic sediments respectively. Any organis remnants suitable for biostratigraphy and paleobiotope evaluation have not been found in the Member yet.

Recently autochthonous paleocommunities of marine organismes have been found on two localities (Fig. 1) during geological survey of the Lučenská kotlina Basin and during prospecting for coal in the Luboriečka area. There are communities of foraminifera and calcareous nannoflora with considerable biostratigraphic signification.

The Lower Miocene species of Uvigerina bononiensis primiformis, Globigerina praebulloides, Cibicidoides borislavensis, C. karpaticus and numerous individuals of Lenticulina cultrata species have been identified i. a. from the sample of V-158 outcrop. Similar paleocommunities have been found in the sample from the N-53 borehole (Fig. 2), from the depth of 146.5—146.7 m, but in addition with the species of Uvigerina par-

keri breviformis, Globigerina praebulloides with intermediate forms to the species of Globigerinoides primordius, Globigerina woodi woodi and Bolivina hebes. Paleocommunities of calcareous nannoflora have been found in the samples from the N-53 borehole, too. Rich paleocommunities have been found at the depth of 135.6—135.7 m (ostracoda have been found at the mentioned depth, too) and poor at the depth of 146.6—146.7 m. Biostratigraphically important species are as followes: Critolithus jonesi, Discoaster aulacos, Helicosphaera ampliaperta, H. carteri, H. mediterranea, Sphenolithus pacificus, Syracosphaera sp. have been found in ritcher paleocommunities, in addition to the other ones. Such a paleocommunity corresponds with the NN3 nannoplankton biozone and with lower part of the NN4 biozone, which correspond, as to their stratigraphical range, with the Ottnangian regional stage, because the Ottnangian stratotype and equivalent beds in Austria contain nannoflora of the upper part of the NN3 and the lower part of the NN4 biozones (Martini — Müller, 1975).

Mentioned paleocommunities confirm the Ottnangian age, at least for the upper part of the Plachtince Member (Fig. 2), from which biostratigraphically applicable sporomorpha have been described (Planderová in Papp et al., 1973, pp. 221—224). This paleocommunity of sporomorpha belongs to the MF-2 microfloristic zone, which was correlated with nannoplanktonic zones: with the upper part of the NN2 zone and with the NN3 zone respectively (Planderová, 1978, p. 15 and oral comm.), i. e. with the Upper Eggenburgian and Ottnangian. The Plachtince Member was included in the Ottnangian mainly on the basis of superposition, because the marine, Eggenburian lies in the deeper basement of the Plachtice Member and the overlying rocks are Karpatian in age. Both Eggerburgian and Karpatian are marine and biostratigraphically well proved.

Described autochtonous marine paleocommunities unambiguously point out at the existence of ingressions into the area, in which the Plachtince Member was formed.

New discoveries of marine microorganismes — foraminifera and calcerous nannoflora of the NN3 biozone and the lower part of the NN4 biozone respectively in the Plachtince Member unambiguously demonstrate their Ottnangian age (cf. in the sense Martini — Müller, 1975; Rögl — Steininger, 1983) and enable their interregional correlation with the middle part of the Burdigalian of the Mediterranean (Müller, 1984) by means of nannoflora. Besides the discoveries of marine paleocommunities in sediments, considered as limnic ones up to now point out that during the Ottnangian the ingressions of sea penetrated into the sedimentation area of the Plachtince Member from the South.

Mineralia slov.
19 *(1987), 5, 423—442*

Mineralogicko-parageneticke pomery na Hg ložisku Merník

RUDOLF ĎUĎA, ELENA KALIČIAKOVÁ

Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 13. 4. 1987

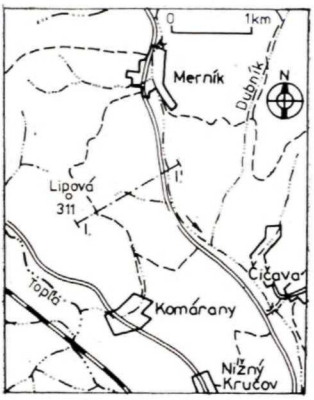
Минералогическо-парагенетические условия на ртутном месторождении Мерник, Восточная Словакия

Ртутное месторождение до сих пор не было детальное изучение минералогических и петрографических вопросов. Приведено описание кислых магматитов (риодациты) и постмагматическая минерализация, которую представляет примерно 30 минералов. Примечательным являются органогенные минералы (земной воск) изучавшиеся разными методами. Для месторождения является нетипичная никель-кобальт-хромовая минерализация гальки ультраосновных пород в т. н. мерницком конгломерате. На месторождении вычленено несколько рудных формаций и минералогических ассоциаций с предполагаемым их временным развитием.

Mineralogical-paragenetic conditions on the Merník Hg deposit, Eastern Slovakia

The Merník mercury deposit have not been deeply characterized in mineralogical and petrological aspects up to now. The description of acid igneous rocks (rhyodacites) and postmagmatic mineralization consisting of cir. 30 minerals is submitted here. The permanent presence of ozokerites and organic minerals, which were investigated by various methods, is characteristic for the deposit. The presence of Ni-Co and Cr mineralization, bound on pebbles of ultrabasic rocks in the so-called Merník conglomerates, is not typical for the deposit. Several ore formations and mineral associations with their supposed chronological development have been separated on the deposit.

Ortuťové ložisko Merník sa nachádza cca 6 km na SSZ od mesta Vranov nad Topľou a 1 km na J od obce Merník. Nálezy hutníckych retort v okolí ložiska svedčia o ťažbe ortuti už v 17. storočí, ale prvé písomné správy o systematickej ťažbe sú až z r. 1830. Už v tej dobe existovala šachta Lasch. Ťažba rúd sa ukončila v roku 1939. Celková hĺbka banských prác dosiahla 223 m. V dobe maximálnej ťažby patrilo ložisko Merník medzi významných producentov ortuti v Európe. Tomuto významu však nezodpovedali znalosti o petrológii a mineralógii ložiska. Prvé práce



o ložisku Merník mali viac-menej informatívny charakter a ucelenejší pohľad na geologickú stavbu a minerálnu výplň ložiska podal až Kuthan (1941). Uvádza aj výskyt tekutých živíc, rumelky, metacinabaritu, kalcitu, dolomitu, markazitu, kremeňa, pyritu a chalcedónu. Slavík (1937) tu opísal aj výskyt ihličiek hatchettínu. Metacinabarit a rumelku bližšie študoval Nováček (1933). Novšie mineralogické práce sa opierajú o vrtné a banské práce z rokov 1975—1984 (Ďuďa, 1983).

Stručná geologicko-petrologická charakteristika ložiska

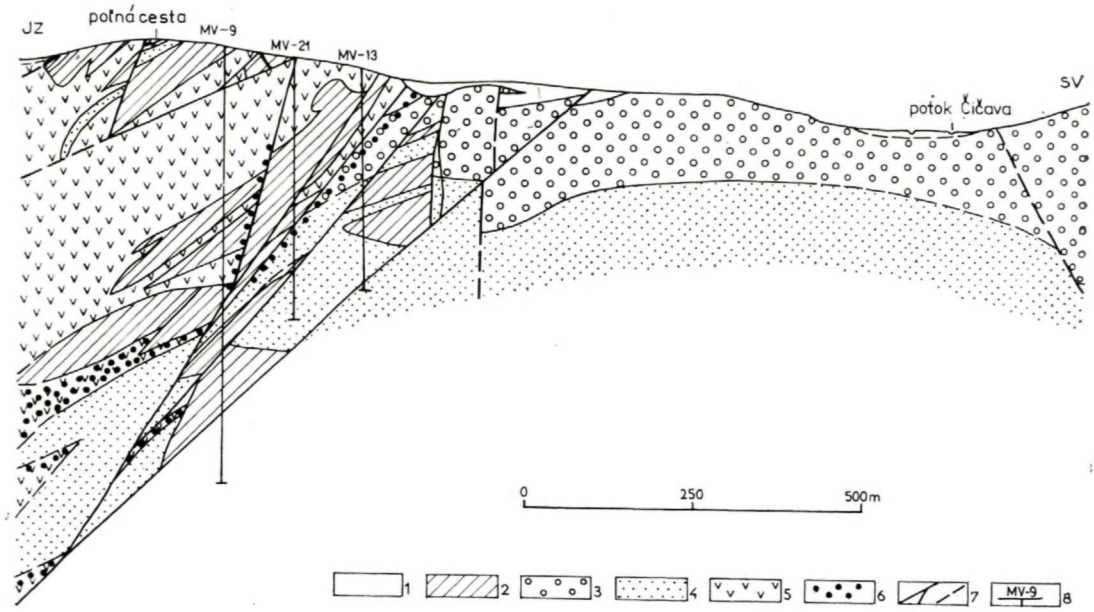
Ložisko Merník je situované v severnej okrajovej zóne východoslovenskej neogénnej panvy, v tzv. mernícko-majerovskej Hg štruktúre smeru SZ—JV. Územie tu tvoria prevažne sivé, modrosivé až čierne detriticko-pelitické sedimenty flyšoidného charakteru. Cez sedimentárny komplex prenikajú mladšie žilné telesá svetlosivých až bielych kyslých magmatitov (obr. 1).

Vo flyšovom sedimentárnom súvrství rozlíšil Križáni et al. (1983) tri faciálne vývoje: pieskovcový, zlepencový a ílovcový. Pieskovcový vývoj vystupuje v bazálnej časti flyšového súvrstvia. Charakterizuje ho striedanie jemnozrnných až hrubozrnných prevažne vápenitých drobových pieskovcov. V jeho nadloží vystupujú zlepence s celkovou hrúbkou 5—20 m, v ktorých sú bloky kremencov, karbonátov a ultrabázik. Vrchný ílovcový vývoj tvoria väčšinou ílovce s vložkami pieskovcov, jeho hrúbka je 500—600 m. Stratigrafické zaradenie flyšových sedimentárnych vrstiev nie je zatiaľ doriešené. Chudobná mikrofauna z pelitických vrstiev flyšu poukazuje na spodnomiocénny (Brzobohatý in Križáni et al., 1983), ale i paleogénny vek (Kantorová in Križáni et al., 1983).

Vo flyšovom sedimentárnom súvrství vystupujú pňovité a žilné formy kyslých magmatitov, ktoré podľa Križániho et al. (1983) tvoria subvulkanické fácie ryodacitového vulkanizmu, s ktorými bezprostredne súvisí ortuťové zrudnenie. Z uvedených dôvodov ich budeme bližšie petrologicky charakterizovať.

Pňovité ryodacitové telesá vystupujú na povrch na kótach Lipovica a Urbársky les. Na povrchu majú priemer 200—350 m, do hĺbky sa zužujú a sú strmo uklonené na JZ. Žilné dajkovité ryodacitové telesá majú variabilný sklon a smer. Ich hrúbka kolíše od niekoľkých metrov do 150 m a dĺžka od 100 do 500 až 1500 m. Vek ryodacitovej magmatickej aktivity s prienikom žilných ryodacitových telies sa rádiometricky stanovil na 13,2 a 13,3 mil. rokov (Vass et al., 1978), t. j. na rozhranie vrchný báden až spodný sarmat.

Ryodacity majú prevažne masívnu textúru, len v okrajových častiach telies pozorovať textúry až brekciovité fluidálne s častými xenolitmi okolitých sedimentárnych hornín. Vyznačujú sa riedkou porfyrickou štruktúrou s drobnými výrastlicami plagioklasu, ortoklasu, zriedkavo kremeňa, biotitu a akcesoricky i granátu a apatitu. Množstvo porfyrických výrastlíc len ojedinele presahuje 5 % plochy výbrusu. Porfyrické výrastlice plagioklasov dosahujú priemernú veľkosť 1 mm, majú idiomorfné



Obr. 1. Geologický rez ložiskom (podľa Križániho, 1983). 1 — kvartérne sedimenty, 2 — ílovce, 3 — zlepence, 4 — pieskovce, (2—4 — vrchný eocén), 5 — kyslé magmatity (ryodacit, smolok; vrchný báden — spodný sarmat), 6 — Hg mineralizácia, 7 — tektonika, 8 — vrty

Fig. 1. Geological profile through the deposit (according to Križáni, 1983). 1 — Quaternary sediments, 2 — claystones, 3 — conglomerates, 4 — sandstones, (2—4 — Upper Eocene), 5 — acid igneous rocks (rhyodacites, pitchstone; Upper Badenian — Lower Sarmatian), 6 — Hg mineralization, 7 — tectonics, 8 — boreholes

až hypidiomorfné obmedzenie a v prevažnej miere sú intenzívne kaolinizované. Ortoklas tvorí v hornine pomerne ojedinelé výrastlice do 1 mm, ktoré sú tiež postihnuté kaolinizáciou, menej sericitizáciou a karbonatizáciou. Zriedkavé sú drobné (do 1,5 mm), magmaticky korodované zrná kremeňa a šupinky baueritizovaných biotitov, po okrajoch často opacitizované. Akcesorické výrastlice granátu vytvárajú izometrické tvary s drsným povrchom a resorbovaným okrajom (Kaličiaková, 1983).

Základná hmota ryodacitov je najčastejšie mikrohypidiomorfno-alotriomorfne zrnitá s prechodmi do felzitickej základnej hmoty. Je zložená z agregátov kremeňa, živca, ojedinele i biotitu. Ďalším rozšíreným typom je sférolitická až felzosférolitická, ale aj fluidálna štruktúra tvorená bezfarebným alebo hnedastým vulkanickým sklom. Často sa stretávame aj so zmiešanými typmi štruktúr základnej hmoty, resp. s faktom, že pôvodná štruktúra horniny je zastretá hydrotermálnymi premenami a pozorujeme len relikty pôvodných štruktúr. Jedná sa hlavne o silicifikáciu, ktorá sa prejavuje narastaním zrnitých kremenných agregátov v póroch a puklinách horniny. Ešte častejšie dochádza k argilitizácii ryodacitov, pri ktorej bývajú výrastlice živcov úplne dezintegrované. Novovzniknuté sekundárne ílové minerály zastupuje hlavne kaoli-

TAB. 1
Chemické zloženie ryodacitov
Chemical composition of rhyodacites

Č.	Lokalizácia	SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3^{3+}$	FeO^{2+}	CaO	MgO	TiO_2	P_2O_5	MnO	Na_2O	K_2O	S	SO_3	H_2O 350 °C	str. ž.	H_2O 105 °C	hum.	Σ
1	MV-14/99,5	77,22	14,40	0,24	1,75	0,67	0,23	0,04	0,06	0,03	0,08	0,36	st.	0,04	0,72	4,29	(0,6)	0,48	100,61
2	MV-18/81,0	74,95	15,71	0,11	0,21	0,24	0,12	0,07	0,06	0,006	0,50	3,12	0,05	0,11	0,46	4,03	(0,47)	0,74	100,48
3	MV-31/68,5	75,28	15,18	0,19	0,17	0,44	0,24	0,07	0,05	0,007	0,48	2,99	0,08	0,11	0,4	4,12	(0,51)	0,53	100,33
4	MV-21/213,5	76,03	13,97	0,38	1,68	0,30	0,08	0,1	0,05	0,043	0,21	1,99	0,14	0,13	0,91	4,18	(0,35)	0,76	100,95
5	MV-19/145,5	75,20	14,39	0,23	0,80	0,74	0,09	0,06	0,06	0,014	3,07	3,04	st.	0,03	0,45	1,49	(0,28)	0,28	99,94
6	MV-19/228,0	74,49	14,11	0,32	0,95	1,08	0,17	0,06	0,05	0,014	2,13	3,23	st.	0,05	0,39	2,68	(0,45)	0,81	100,53
7	MV-19/287,0	75,42	14,13	0,77	0,44	0,51	0,39	0,06	0,05	0,006	0,87	3,22	0,08	0,14	0,34	3,4	(1,34)	0,48	100,3
8	MV-19/346,0	72,4	12,11	0,25	2,18	1,94	0,55	0,12	0,06	0,06	2,36	3,71	st.	0,07	0,36	3,68	(0,23)	0,86	100,71
9	MV-19/363,5	71,3	15,27	0,31	2,2	0,91	0,42	0,07	0,07	0,022	0,13	2,46	1,38	0,04	0,45	5,99	(0,79)	0,58	101,6
10	MV-13/19,0	76,38	13,82	0,61	0,35	0,58	0,33	0,03	0,03	0,01	1,43	3,07	0,15	0,07	0,20	2,93	(0,79)	0,25	100,24
11	MV-13/33,0	75,41	14,31	1,67	0,35	0,62	0,39	0,07	0,04	0,031	0,95	2,40	0,03	0,06	0,08	3,4	(1,17)	0,46	100,27
12	MV-13/85,7	69,43	15,85	0,82	1,74	0,54	0,47	0,05	0,07	0,045	1,42	4,02	0,10	0,15	0,30	3,86	(1,26)	0,89	99,75
13	MV-13/95,0	77,30	13,76	0,75	1,23	0,20	0,36	0,09	0,05	0,026	0,07	0,40	0,03	0,09	0,80	4,76	(0,97)	0,77	100,68
14	MV-13/104,0	78,07	13,05	0,54	1,37	0,70	0,31	0,22	0,05	0,021	0,10	0,67	0,05	0,09	0,43	4,43	(1,34)	0,62	100,72
15	MV-24/8,0	76,01	14,22	0,52	0,21	0,68	0,23	0,07	0,04	0,008	2,24	2,89	0,03	0,03	0,29	2,20	(0,40)	0,31	99,98
16	MV-24/26,0	76,17	14,02	0,83	0,18	0,72	0,16	0,05	0,04	0,007	2,5	2,66	st.	0,04	0,21	2,13	(0,50)	0,15	99,87
17	MV-24/46,0	76,27	14,06	0,83	0,21	0,52	0,11	0,05	0,05	0,009	1,53	2,85	st.	st.	0,31	2,82	(0,65)	0,36	99,98
18	MV-24/69,5	75,32	13,97	1,74	0,35	0,46	0,14	0,05	0,05	0,022	1,35	3,10	0,03	0,04	0,35	2,76	(0,60)	0,20	99,93
19	MV-24/152,5	75,54	13,74	0,6	1,41	0,24	0,21	0,08	0,07	0,045	0,38	2,62	0,14	0,14	0,38	4,13	(0,67)	0,87	100,35
20	MV-24/162,3	77,67	13,03	0,59	1,71	0,45	0,25	0,06	0,05	0,045	0,06	0,44	0,11	0,18	0,36	5,52	(0,44)	1,0	101,52
	∅ 1—20	75,29	14,15	0,615	0,97	0,627	0,262	0,074	0,052	0,022	1,093	2,46	0,12	0,078	0,41	3,64	0,69	0,57	

nit, menej illit a montmorillonit. Okrem toho sa pozorovala aj sericitizácia, karbonatizácia a turmalinizácia (Kaličiaková, 1983).

Hydrotermálne premeny ryodacitov detailnejšie študovala Karolusová (in Križáni, 1983). Vzorky podrobila derivatografickému, rtg-difraktografickému výskumu a štúdiu v scanning-mikroskope. Zistila, že do hĺbky cca 40 m je zóna argilitizovaných silicitov s lussatitom, hydrosľudou a pyrofylitom, do hĺbky okolo 68 m je zóna argilitizácie s prevahou illitu a kaolinitu, do hĺbky okolo 100 m je zóna kaolinizácie a v hĺbke nad 100 m (napr. vrt MV-19/583 metrov) je zóna sulfidickej pyritovo-markazitovej mineralizácie. Aj keď nemožno tvrdiť, že uvedená zonálnosť má všeobecnú platnosť, je viac-menej charakteristická iba pre centrálnu časť ložiska, možno ju v hrubých rysoch akceptovať.

Chemické zloženie ryodacitov je pomerne stále, malé odchýlky sú len v percentuálnom obsahu jednotlivých kysličníkov (tab. 1). Najväčšie výkyvy vykazuje Na_2O, K_2O a SiO_2, čo možno vysvetliť prítomnosťou hydrotermálnych premien. Obsah SiO_2 je dosť vysoký, hodnoty kolíšu od 69,43 do 78,07 %, priemer je 75,29 %. Spôsobuje to silicifikácia základnej hmoty ryodacitov v čase prínosu SiO_2. Obsah Na_2O a K_2O je u niektorých vzoriek veľmi nízky, v procese hydrotermálnych premien zrejme dochádza k ich odnosu. Maximálna hodnota Na_2O je 3,07 %, minimálna 0,06 %, priemerná 1,09 %. K_2O vo všetkých vzorkách prevláda nad Na_2O (max. 4,02 %, min. 0,36 %, priemer 2,46 %).

Charakteristika postmagmatickej mineralizácie

Na mernickom ložisku je tento typ mineralizácie najrozšírenejší, obsah rumelky je ekonomicky významný. Postmagmatická mineralizácia má žilníkovo-impregnačný charakter, ojedinele sa vyskytujú aj väčšie hniezda a žilky. Mineralizácia je lokalizovaná v kyslých magmatitoch (ryodacity) a v sedimentárnych horninách (pieskovce a zlepence). Doteraz sa na ložisku identifikovalo vyše 30 minerálov postmagmatického pôvodu (Ďuďa, 1983). Dominantné postavenie má rumelka (cinabarit). Vyskytuje sa v žilníkovej a impregnačnej forme. Tvorí jemné až submikroskopické zrnká v intergranulároch ryodacitov alebo v tmeli pieskovcov a zlepencov. Takéto impregnácie rumelky tvoria často až niekoľkometrové mocnosti veľmi nepravidelných tvarov. Rumelku v nich sprevádza markazit, ílové a organické minerály a zemný vosk. Rumelka v žilkách má hrubší kryštalický vývoj. Vyskytuje sa v asociácii s dolomitom, kalcitom, chalcedónom, pyritom, markazitom, zriedkavejšie aj s metacinabaritom a organickými minerálmi (Ďuďa, 1983). Metacinabarit tu Nováček (1933) považoval za primárny minerál. Novšie zistená čierna práškovitá výplň metacinabaritu v asociácii s rumelkou, markazitom a organickými minerálmi viazaná na drobné žilky má skôr supergénny charakter. Túto ortuťovú asociáciu takmer vždy sprevádza markazit a pyrit. Oba minerály sa vyskytujú v impregnačných zónach zrudnenia, ale aj v hydrotermálnych žilkách. Pri pyrite prevládajú hexaédrické tvary kryštálov (predovšetkým v intenzívne hydrotermálne zmenených horninách) nad pentagonálno-dodekaédrickými (vyskytujú sa hlavne v hydrotermálnych žilkách). Pyrit aj markazit sa vyskytuje v dvoch generáciách, ale druhá generácia markazitu vznikla za supergénnych podmienok. Markazit vytvára drobné kryštalické drúzy, zubovité a pologuľovité agregáty kryštálov, častá je aj čierna práškovitá až jemnokryštalická výplň dutín a puklín.

Pri vrtných prácach sa viackrát zistili drobné žilky hrúbky 1—3 cm s polymetalickou mineralizáciou, tvorené predovšetkým dolomitom a manganokalcitom

s drobnými hniezdami čierneho sfaleritu, zriedkavejším galenitom, pyritom a chalkopyritom. Podľa výsledkov spektrálnych analýz obsahuje sfalerit vysoký podiel Fe (nad 5 %), ale veľmi málo Cd a In (pod 0,01 %). Charakteristická je preň prítomnosť Hg. Mikroskopicky sa vo sfalerite často našli inklúzie chalkopyritu. Hrubokryštalické agregáty sfaleritu zatláča mladší galenit. Arzenopyrit je na mernickom ložisku vzácny a vyskytuje sa v asociácii s polymetálmi. Je jedným z najstarších minerálov (Ďuďa, 1983).

Iba raz sa v štôlni Júlia zachytili drobné ihličky až stĺpčeky realgáru v paragenéze s dolomitom a chalcedónom. Prítomnosť tohto minerálu na nízkohydrotermálnych vulkanogénnych ložiskách je bežná.

Väčšie hniezda a žilky, ale aj výraznejšie impregnačné zóny zrudnenia sprevádza kremeň a karbonáty. Oba tvoria zóny silicifikácie a karbonatizácie hornín v sprievode ílových minerálov alebo výplň puklín a dutín, často s drúzovitým vývojom kryštálov. Kremeň je rozšírenejší v impregnačných zónach, karbonáty sa častejšie vyskytujú vo forme hniezd a žiliek. Z karbonátov prevláda dolomit až Fe dolomit, v mladších asociáciách aj kalcit. S polymetalickou mineralizáciou je spätý manganokalcit. Zriedkavým minerálom polymetalickej mineralizácie je aj baryt (strednokryštalický, mliečnobiely, so zvýšeným obsahom Sr).

Rozšírená je asociácia ílových minerálov. Horniny ryodacitového zloženia sú postihnuté silicifikáciou a kaolinizáciou. V zónach argilitizácie má najväčšie rozšírenie illit, kým v horninách s vysokým podielom vulkanického skla prevláda montmorillonit (bentonitizácia). Výskyt halloyzitu je úzko spätý so zónami intenzívnej markazitizácie. Má biele až modrobiele sfarbenie a jeho vznik je na rozhraní nízkohydrotermálnych až supergénnych procesov.

V periférnych častiach ortuťovej mineralizácie (v karbonátových žilkách nachádzajúcich sa v pieskovcoch) sa často vyskytuje dawsonit. Je snehobiely, s hodvábnym leskom, ihličkovitý, vytvára charakteristické ježkovité agregáty. Na východnom Slovensku ho možno považovať za vzdialenejší indikátor ortuťovej mineralizácie (Ďuďa — Križáni, 1979).

Bezprostredne s asociáciou Hg minerálov sa v žilkách vyskytuje chalcedón. Vytvára charakteristické nátekovité agregáty sivej až sivomodrej farby. Viackrát sa na nátekoch chalcedónu pozorovali drobné kryštáliky rumelky (Ďuďa, 1983).

Na ložisku Merník má zvláštne postavenie zemný vosk a organické minerály. V asociácii s rumelkou, metacinabaritom, markazitom, chalcedónom a karbonátmi vytvárajú výplň puklín a dutín v ryodacitoch. Najviac rozšírený je tekutý až plastický zemný vosk žltkavej, žltohnedej až čiernej farby, charakteristického zápachu, väčšinou ľahko sa odparujúci, zanechávajúci mastnú škvrnu. Druhým, menej rozšíreným typom sú kryštalické žlté, žltozelené až jasnozelené organické minerály viazané predovšetkým na žilky. Časť z nich na vzduchu a svetle reaguje a hnedne. Z organických minerálov sa identifikoval idrialín, curtisit, evenkit a bližšie neurčené zmesi uhľovodíkov.

Pomerne málo je tu vyvinutá oxidačná zóna. Preto sú v starých banských prácach iba zriedkavo zistené sekundárne minerály, mineralogickými metódami identifikované najčastejšie ako sadrovec, halotrichit, epsomit, copiapit a miestami aragonit (Ďuďa, 1983). Najrozšírenejším supergénnym minerálom je limonit v sprievode bližšie neurčených Mn oxidov a hydroxidov. Do tejto genetickej skupiny minerálov treba priradiť aj časť metacinabaritu a markazitu. V kôrach zvetrávania hornín sú rozšírené ílové minerály. Takto nepochybne vznikla aspoň časť illitu, montmorillonitu

a halloyzitu. Zvláštnosťou je výskyt smithsonitu. Zistil sa iba raz v štôlni Júlia vo forme sivobielych kryštálikov podobných karbonátom, určila ho rtg analýza.

Postavenie a charakter zemného vosku a organických minerálov

Ložisko Merník je charakteristické pomerne veľkým rozšírením organických minerálov a zemného vosku. Táto skutočnosť bola známa už od prvopočiatkov ťažby ortuti na ložisku. Niektoré vzorky zemného vosku študoval Slavík (1937), drobné kryštáliky žltohnedej farby opísal ako hatchettín. Iný zemný vosk a organické minerály zostali neidentifikované, preto sme ich znovu začali hlbšie študovať v spolupráci s katedrou mineralógie (Mrázek) a katedrou chémie ropy (Stejskal) VŠCHT v Prahe.

Organické minerály môžeme rozdeliť na:

1. soli organických kyselín (whewellit, minguzzit, stepanovit, oxamit, humboldtín, mellit, julienit, earlandit atď.),
2. živice (ide tu predovšetkým o jantár alebo succinit a jeho rôzne obmeny — rumänit, ajkait, tasmanit, coorongit, neudorfit, muckit, burmit atď.),
3. uhľovodíky (fichtelit, hartit, evenkit, reficit, flagstaffit, hoelit, karpatiit, curtisit, idrialín, kratochvílit, simonellit, kladnoit, scharizerit atď.).

Chemickým zložením zodpovedajú minerály skupiny uhľovodíkov parafínom, polyaromátom, ich zmesiam alebo čistým látkam. Na zložení niektorých minerálov sa podieľajú tetrakozány, picény, chrysény, dibenzolfluorény atď.

Organické látky sa na ložisku vyskytujú vo forme rtg amorfného až plastického zemného vosku a vo forme kryštalických organických minerálov.

Najväčšie rozšírenie má rtg amorfný zem-

TAB. 2

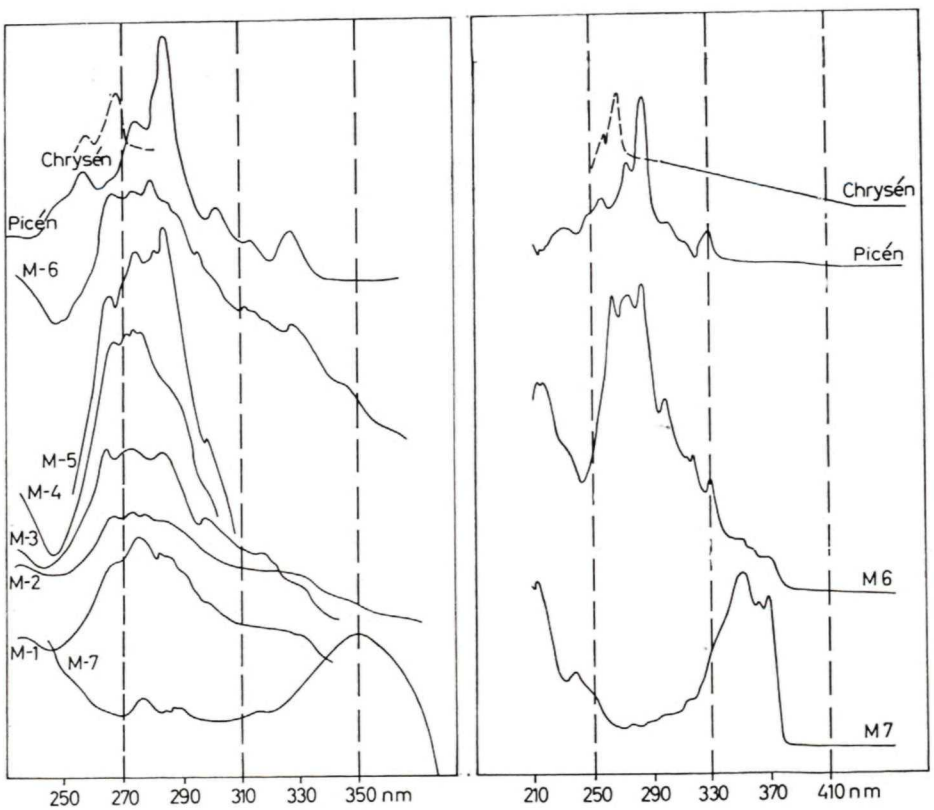
Chemické zloženie niektorých organických minerálov a vzorky M 3 z Merníka
Chemical composition of some organic minerals and of M 3 sample from Merník

Minerál	Vzorec	Zloženie v %			Poznámka
		C	H	O	
vzorka M 3	$C_{34}H_{25}O_4$	81,56	5,05	13,39	Merník
evenkit	$C_{24}H_{50}$	85,09	14,91		teor. zloženie
		85,43	14,99		Skropyšev, 1953
		83,77	14,57		Ďuďa — Tözsér, 1978
curtisit	$C_{24}H_{18}$	94,07	5,93		teor. zloženie
	$C_{24}H_{18}O$	89,40	5,64	4,96	teor. zloženie
		94,27	4,85		Lazarenko et al., 1963
		94,14	5,12		Lazarenko et al., 1963
		93,09	6,10		Skropyšev, 1953
idrialín	$C_{22}H_{14}$	94,92	5,08		teor. zloženie
	$C_{80}H_{56}O_2$	91,56	5,39	3,05	teor. zloženie
karpatit	$C_{24}H_{12}$	95,61	4,39		teor. zloženie
	$C_{32}H_{17}O$	92,05	4,12	3,83	teor. zloženie
		92,22	4,08	3,70	Piotrovskij, 1955
x minerál	$C_{15}H_{32}O$	78,85	14,15	7,00	teor. zloženie
		78,45	14,41	7,14	Ďuďa — Tözsér, 1978
chrysén	$C_{18}H_{12}$	94,69	5,31		teor. zloženie
picén	$C_{22}H_{14}$	94,92	5,08		teor. zloženie

ný vosk, ktorý vypĺňa dutinky a puklinky, často aj póry v sedimentárnych, ale predovšetkým v magmatických horninách. Jeho spätosť s Hg mineralizáciou je pravidelná, ale nie je ňou podmienená. Zemný vosk býva žltkavý, žltohnedý až hnedočierny, silne aromatický, veľmi ľahko sa odparuje a zostáva po ňom mastná škvrna. Je tekutý, častejšie plastický, zriedkavo pevný, veľmi variabilného a nestáleho zloženia. Priraďujeme tu aj hatchettín, ozokerit a kvapôčky ropy.

Podradnejšie zastúpenie majú pevné kryštalické organické minerály. V asociácii s rumelkou, metacinabaritom, markazitom, chalcedónom a karbonátmi vypĺňajú puklinky a dutinky väčšinou v kyslých magmatitoch (ryodacitoch). Už podľa vzhľadu možno medzi nimi rozlíšiť niekoľko farebných variet. Prevládajú lupienkovité kanárikovožlté až žltozelené agregáty vplyvom oxidácie prechádzajúce do nahnedlých až žltohnedých variet. Vzácne sú vínovožlté až žltobiele tabuľky mastného lesku v asociácii s karbonátmi. Všetky zapáchajú po parafínoch a sú mäkké (1,5 až 2 podľa Mohsovej stupnice tvrdosti). Jasnožlté až žltozelené agregáty majú sklený lesk.

Vzorky vizuálne sa líšiacich variet or-



Obr. 2. Ultrafialové spektrá vzoriek z Merníka, picénu a chrysénu. a — analýza po 3 mesiacoch

Fig. 2. Ultraviolet spectra of samples from Merník and of picene and chrysene. a — the analysis after 3 months

ganických minerálov sa označili takto: M 1 — hnedozelené kryštalické agregáty lupienkovitej povahy, M 2, M 4 a M 5 — hnedožlté kryštalické a lupienkovité agregáty, M 3 — kanárikovožlté lupienkovité agregáty z pukliniek ryodacitov, M 6 — kanárikovožlté kryštáliky, M 7 — žltozelené kryštáliky.

Z charakteristiky je zrejmé, že vzorky M 1, M 2, M 4 a M 5 sú do značnej miery zmenené oxidickými procesmi. Kvantitatívne dostatočné množstvo materiálu bolo iba zo vzorky M 3, a preto iba ju sme chemicky analyzovali. Zloženie vzorky je: C — 81,56 %, H — 5,05 % a O — 13,39 % (dopočítané do 100 %). Prítomnosť kyslíka sa zistila na základe kvapalinovej chromatografie, prítomnosť dusíka sa v malom množstve preukázala v hmotnostnom spektre. Pomer C:H je cca 34:25, a ak zvyšok do 100 % prislúcha O, potom vzorec minerálu je $C_{34}H_{25}O_4$. Takéto zloženie je veľmi blízke zloženiu okysličeného curtisitu vzorca $C_{24}H_{18}O$ alebo idrialínu vzorca $C_{80}H_{56}O_2$, ako ich uvádza Koděra et al. (1977). Podľa iných autorov (Bolewski, 1982; Ramdohr — Strunz, 1980; Strunz, 1977) idrialín aj curtisit má vzorec $C_{22}H_{14}$, kým karpatit $C_{24}H_{12}$. Idrialín aj curtisit je zmesou picénu a chrysénu, karpatit je koronen. Bližšie chemické zloženie niektorých uhľovodíkov uvádza tab. 2. Hmotnostná spektrometria charakterizovala organické minerály ako zmesi silne aromatických látok. Analyzovali sa vzorky M 3, M 7 a M 6. Hmostnostné spektrá vzoriek poukázali, že ide o zmesi s bohatým zastúpením niektorých aromatických uhľovodíkov s prevahou picénového, resp. chrysénového typu aromatického skeletu. Zásadne odlišné hmotnostné spektrum mala vzorka M 7. Ako vyplýva z chemického zloženia a hmotnostného spektra vzorky M 3, ide tu o značne okysličený minerál prechodného charakteru medzi idrialínom a curtisitom.

Zo vzoriek M 7 a M 6 sa vyhotovili aj infračervené spektrá. Tie sú pomerne málo intenzívne, ale zjavne dokumentujú prítomnosť aromatických uhľovodíkov. Ultrafialové spektrá celej série vzoriek z ložiska Merník (obr. 2) sú podobné spektrám picénu a chrysénu, odlišný charakter má iba vzorka M 7 s maximom 350 nm, ktorá nie je podobná žiadnemu známemu základnému aromatickému uhľovodíku. Organické minerály sa teda majú charakterizovať ako nestále, iba relatívne, pretože ultrafialové spektrá tých istých vzoriek merané po troch mesiacoch ukazujú zmenený priebeh (obr. 2).

Fluorescencia všetkých vzoriek pod UV zdrojom 360 nm je modrofialová, iba pri vzorke M 7 je intenzívne modrá.

Bod tavenia väčšiny vzoriek (tab. 3) sa pohybuje od 250 do 290 °C. Z porovnania literárnych údajov vyplýva, že podobné body tavenia majú polyaromatické uhľovodíky a ich alkylderiváty (chrysén — 253 °C, picén — 364 °C, perylén — 273 až 274 °C), kým evenkit okolo 50 °C, curtisit a idrialín — 260 až 360 °C (podľa Turčeka — Kouřimského, 1953, idrialín z lokality Ordějov — 319 °C).

Rtg analýzy sa vykonali na vzorkách

TAB. 3

Body tavenia vzoriek M 1—5 z Merníka a niektorých organických minerálov
Melting points of M 1—5 samples from Merník and of some organic minerals

Vzorka	Bod tavenia (v °C)	Minerál	Bod tavenia (v °C)
M 1	270—285	evenkit	49—51
M 2	265—280	curtisit	260—360
M 3	280—286	idrialín	260—360
			319*
M 4	250—260	x minerál**	70—80
M 5	278—282	karpatit	430
		chrysén	253
		picén	264

** — Ďuďa — Tözsér, 1978; * — Tuček — Kouřímský (1953)

M 1, M 5 a M 7 a kvôli porovnaniu aj na vzorke syntetického picénu. Podľa týchto údajov vzorka M 7 obsahuje fázu, ktorú Strunz — Contag (1965) označujú ako idrialín s chemickým zložením $C_{22}H_{14}$ a zmes oxidačných produktov, ktoré sa bližšie nepodarilo identifikovať (tab. 4). Časť hodnôt je totožná aj s curtisitom, ale niektoré čiary sa líšia od všetkých známych uhľovodíkov. Rtg záznam vzorky M 1 sa bližšie nepodarilo špecifikovať, ale ako ukazuje záznam picénu (tab. 5), ide o zlúčeninu štruktúrne aj chemicky veľmi blízku, pravdepodobne o niektorý alkylderivát, čo spôsobuje zväčšenie bazálneho parametra na 16,0 oproti 14.0 pri picéne. Rtg údaje vzorky M 5 (tab. 6) pomerne dobre korelujú s picénom, sčasti aj s karpatitom.

Vzorky organických minerálov sa bezprostredne po odbere rtg analyzovali aj v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi. Vzorky vínovožltej farby, kryštalickej povahy a so silným zápachom po parafínoch sa rtg analýzou (tab. 7) identifikovali ako evenkit s prímesou karpatitu, vzorky kanárikovožltej a žltozelenej farby, skleného lesku a tabuľkovitého vzhľadu (tab. 8) ako idrialín s prímesou karpatitu.

Pôvodný predpoklad, že na ložisku Merník sú výskyty organických minerálov typu idrialín — curtisit, sa potvrdil. Analýzy poukazujú, že organické minerály majú charakter zmesí a na vzduchu a svetle všetkým postupne oxiduje pôvodný aromatický skelet (k zmenám možno dochádza už v primárnej pozícii na ložisku?). Skúmané

TAB. 4

Práškové difrakčné vzorky M 7 a porovnanie s údajmi idrialínu, picénu a curtisitu (v nm^{-10})
Pulverous diffraction data of M 7 sample and comparison with data for idrialine, picene and curtisite (in nm^{-10})

Vzorka M 7		Idrialín 18—1727		Picén		Curtisit*	
Im	dm	It	dt	It	dt	It	dt
90	15,6	—	—	100	14,0	—	—
60	7,11	20	7,08	51	6,72	—	—
100	4,93	100	4,94	4	4,97	2 10	5,20 4,95
31	4,46	20	4,43	11	4,48	—	—
42	4,34	—	—	—	—	—	—
50	4,18	—	—	—	—	—	—
98	4,03	60	4,04	3	4,04	8	4,022
24	3,77	5	3,72	—	—	2	3,877
48	3,56	—	—	—	—	2	3,565
72	3,39	80	3,40	4	3,37	9	3,387
9	3,20	5	3,22	—	—	—	—
26	3,14	5	3,13	—	—	—	—
35	2,86	—	—	10	2,86	1	2,657
15	2,56	—	—	—	—	—	—
18	2,49	30	2,48	—	—	5	2,466
10	2,33	—	—	3	2,25	—	—
8	2,06	20	2,06	—	—	3	2,055
12	1,92	10	1,92	—	—	—	—

18—1727 — Selected powder diffraction data for Minerals (1974), curtisit* — Strunz — Contag (1965)

TAB. 5

Práškové difrakčné údaje vzorky M 1 a porovnanie s údajmi syntetického picénu (v nm^{-10})
Pulverous diffraction data of M 1 sample and comparison with data for synthetic picene (in nm^{-10})

Vzorka M 1		Picén (synt.)	
Im	dm	It	dt
100	16,17	100	14,0
18	7,91	51	6,72
21	4,93	4	4,97
17	3,38	4	3,37
24	3,34	—	—
21	2,95	—	—
9	2,86	10	2,86

TAB. 6

Práškové difrakčné údaje vzorky M 5 a porovnanie s údajmi syntetického picénu a karpatitu (v nm^{-10})
Pulverous diffraction data of M 5 sample and comparison with data for synthetic picene and karpathite (in nm^{-10})

Vzorka M 5		Picén		Karpathit 28—2007	
Im	dm	It	dt	It	dt
100	14,47	100	14,0	—	—
20	7,26	51	6,72	100	7,43
28	4,92	4	4,97	10	5,09
4	4,436	11	4,48	5	4,41
4	4,388	—	—	—	—
4	4,172	—	—	—	—
10	4,020	3	4,04	40	3,96
10	3,373	4	3,37	60	3,49

28—2007 — Selected powder diffraction data for Minerals (1981)

organické minerály možno rozdeliť na typ M 7 (fluorescenčné a ultrafialové spektrá nie sú známe v literatúre, rtg analýza je blízka idrialínu) a typ M 1, M 6 a iné (obsahujú v najvyššej koncentrácii aromatické uhľovodíkové štruktúry a obsahujú homologické série chrysénu, picénu a ďalších polyaromatických uhľovodíkov, zodpovedajú zmesi idrialínu a curtisitu s prímesou karpatitu).

V menšej miere sa zistil organický minerál typu evenkit (charakteristický je predovšetkým pre ortuťové ložisko Dubník).

Diskutabilná je otázka vzniku organických minerálov na hydrotermálnych ložiskách. Nedá sa vylúčiť ani katalyzačný účinok ortuťových minerálov, ktoré sa vyskytujú v ich priamom susedstve. Hnedočierny až žltohnedý asfaltický až kvapalný zemný vosk môže v genéze ložiska predstavovať destilačné zvyšky. Prítomnosť organických minerálov a zemného vosku je charakteristická predovšetkým pre ortuťové ložiská vulkanogénneho pôvodu.

Ni-Co a Cr mineralizácia obliakov ultrabázik z merníckeho zlepenca

Táto zvláštna a pre ložisko Merník netypická minerálna asociácia je bezprostredne spätá s obliakmi ultrabázických hornín v tzv. merníckom zlepenci. Mineralizácia má charakter jemných impregnácií a žiliek usporiadaných do šmúh a hniezd a je najpravdepodobnejšie magmatického až likvidno-magmatického pôvodu. Podstatnú časť rudných impregnácií tvoria oxidy Fe a Cr (magnetit, chromit, Cr magnetit). V malom zastúpení sa s nimi nachádza sulfidická mineralizácia, pozostávajúca z agregátov pyritu, pyrotínu, chalkopyritu, milleritu a awaruitu. Supergénny pôvod má magnezit a Ni vermikulit.

Magnetit je najviac rozšírený. Vyskytuje sa vo forme izometrických, silne kataklasticky drvených zŕn s martitizovanými okrajmi. Magnetity majú pomerne často zvýšený podiel Cr, zvlášť v zónach intenzívnejšej silicifikácie ultrabázických obliakov. Elektrónovou mikroanalýzou sa zistil obsah Fe 55,6—58,8 % a obsah Cr 11,4—13,2 % (tab. 9). Takýto obsah má

TAB. 7

Rtg analýza evenkitu s prímesou karpatitu (v nm^{-10})
X-ray analysis of evenkite with admixture of karpathite (in nm^{-10})

Vrt MV-15/185,7		Štôlňa Júlia		Evenkit 28—2004		Evenkit*		Karpatit 28—2007	
Im	dm	Im	dm	It	dt	It	dt	It	dt
3	18,386	—	—	—	—	5	20,45	—	—
10	16,930	2	16,725	—	—	10	16,365	—	—
4	14,614	10	14,255	—	—	6	13,810	—	—
7	11,433	—	—	—	—	4	10,476	—	—
2	9,753	2	9,426	10	9,36	—	—	100	9,50
4	8,609	—	—	—	—	2	8,346	—	—
1	7,138	6	7,231	—	—	—	—	100	7,43
2	6,874	1	6,647	—	—	—	—	—	—
—	—	3	4,938	—	—	—	—	10	5,09
—	—	3	4,821	—	—	—	—	10	4,84
2	4,475	—	—	—	—	—	—	5	4,41
5	4,107	4	4,040	100	4,18	10	4,167	40	3,96
—	—	2	3,618	90	3,74	5	3,833	5	3,76
3	3,324	1	3,375	10	3,35	—	—	60 5	3,49 3,38
1	3,005	—	—	50	3,02	9	3,058	40	3,03
3	2,876	1	2,794	10	2,63	—	—	5	2,79
1	2,222	—	—	**80**	2,25	3	2,236	5	2,273
1	1,992	—	—	**60**	2,12	2	2,139	5	2,165

28—2004 a 28—2007 — Selected powder diffraction data for Minerals (1981);
* — Ďuďa — Tözsér (1978)

TAB. 8

Rtg analýza idrialínu s prímesou karpatitu (v nm^{-10})
X-ray analysis of idrialine with admixture of karpathite (in nm^{-10})

Štôlňa Júlia		Vrt MV-15/185,7		Idrialín 28—2006		Karpatit 28—2007	
Im	dm	Im	dm	It	dt	It	dt
9	7,02	10	7,047	20	7,08	100	7,43
4	4,98	2	4,96	100	4,94	10	5,09
1	4,79	—	—	—	—	10	4,84
1	4,43	—	—	20	4,43	5	4,41
2	4,31	1	4,319	—	—	—	—
2	4,13	2	4,136	60	4,04	40	3,96
10	3,57	10	3,550	80	3,40	60	3,49
4	3,31	4	3,321	5	3,22	5	3,38
1	3,13	—	—	5	3,13	40	3,03
3	2,48	2	2,552	30	2,48	5	2,49
2	2,37	1	2,377	—	—	—	—
3	2,31	3	2,332	—	—	—	—
2	2,28	2	2,286	—	—	5	2,273
1	1,91	1	1,989	10	1,92	10	1,989
1	1,78	—	—	10	1,71	5	1,635

28—2006 a 28—2007 — Selected powder diffraction data for Minerals (1981)

TAB. 9

Chemické analýzy Cr magnetitov (v prepočte na kysličníky)
Chemical analyses of Cr-magnetites (in calculation to oxides)

Vzorka	FeO	Fe_2O_3	Cr_2O_3	TiO_2	MnO	SiO_2	Celkom
1	23,86	53,07	16,81	0,31	0,35	0,32	94,72
2	24,37	54,21	17,68	1,00	2,71	0,86	100,83
3	24,30	54,01	19,29	1,33	1,42	0,43	100,78
4	25,24	56,12	18,42	1,17	0,65	1,07	100,67
5	24,46	54,54	16,66	2,00	1,29	0,29	99,16

TAB. 10

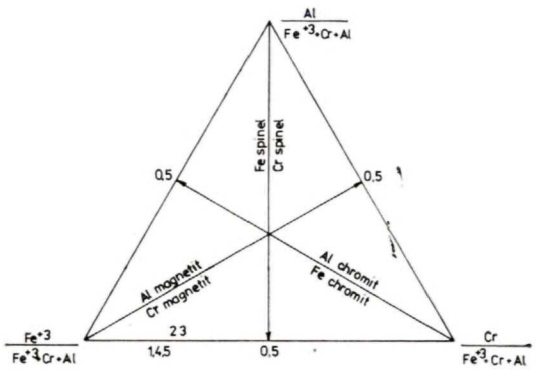
Chemické analýzy milleritov a ich kryštalochemické vzorce
Chemical analyses of millerites and their crystallo-chemical formulae

Vzorka	Ni	Fe	Co	S	Celkom	Kryštalochemický vzorec
1	61,5	0,5	1,2	34,2	97,4	$(Ni_{0\cdot98}Co_{0\cdot02}Fe_{0\cdot01})_{1\cdot01}S_{0\cdot99}$
2	62,2	0,2	1,5	35,1	99,0	$(Ni_{0\cdot96}Co_{0\cdot02}Fe_{0\cdot01})_{0\cdot99}S_{1\cdot00}$
3	61,8	0,6	1,6	34,8	99,0	$(Ni_{0\cdot96}Co_{0\cdot02}Fe_{0\cdot01})_{0\cdot99}S_{0\cdot99}$
4	61,4	0,8	1,8	34,2	98,2	$(Ni_{0\cdot97}Co_{0\cdot03}Fe_{0\cdot01})_{1\cdot01}S_{1\cdot00}$
5	62,4	0,3	1,2	35,4	99,3	$(Ni_{0\cdot97}Co_{0\cdot02}Fe_{0\cdot01})_{1\cdot00}S_{1\cdot01}$

v zmysle Zhelyaskovej-Panajotovej (1971) Cr magnetit (obr. 3). Obsah Al sa nezistil. Veľmi ojedinele sa s magnetitmi až Cr magnetitmi vyskytujú bližšie neurčené Cr spinely. Spinely obsahujú malé množstvo Al, Mg, Mn a miestami aj Zn (podľa spektrálnych analýz). Rtg analýza identifikovala spinely ako zmes chrompicotitu až alumochromitu. Zatláčanie magnetitu mladšími sulfidmi je iba veľmi zriedkavé, dominantné postavenie tu má hydrotermálne korodovaný a kataklasticky drvený pyrit. Pukliny sú vyhojené pyrotínom, chalkopyritom a milleritom. Millerit tvorí mimo alotriomorfných zŕn aj charakteristické ihličkovité radiálno-lúčovité zoskupenia v puklinkách ultrabázických hornín. Elektrónová mikroanalýza zistila v milleritoch 1,2—1,8 % Co, 61,4—62,4 % Ni a 34,2—35,4 % S. Takýto obsah je veľmi blízky teoretickému zloženiu milleritu. Kryštalochemické vzorce a chemické analýzy udávame v tab. 10.

Veľmi vzácnym a iba mikroskopicky určeným minerálom je awaruit. Vyskytuje sa v magnetite, má vysokú odrazivosť a v mikroskope je biely a izotrópny. Pre veľmi malé veľkosti zŕn (pod 10 μm) sa vykonali iba kvalitatívne analýzy na elektrónovom mikroanalyzátore, ktoré poukazujú na vysokú distribúciu Ni a Fe.

Túto primárnu rudnú asociáciu sprevádzajú supergénne minerály, z ktorých sa identifikoval magnezit (žltobiele až biele kompaktné hniezda) a Ni vermikulit. Oba minerály vznikli v kôre zvetrávania ultrabázických obliakov mernického zlepenca. Identifikovala ich rtg a DTA analýza (Ďuďa, 1983). Semikvantitatívna spektrálna analýza zaznamenala vo vermikulite zvýšený obsah (nad 1 %) Ni. Jeho tmavozelené až zelenohnedé matné a hrubolupienkovité agregáty sú veľmi podobné zvetranému biotitu.



Obr. 3. Diagram Zhelyazkovej-Panayotovej (1970) pre Al-Fe-Cr spinely
Fig. 3. Diagram by Zhelyazkova — Panayotova (1970) for Al-Fe-Cr spinels

Rudné formácie a minerálne asociácie postmagmatickej etapy mineralizácie a jej časový vývoj

Morfoštruktúrne je toto ložisko situované pri severnom okraji miocénnej molasy, na priesečníku močariansko-toplianskeho zlomového systému s priečnymi zlomami smeru SSV—JJZ. Južná kryha je voči severnej poklesnutá o viac ako 700 m. Osou rudného poľa prebieha tzv. čičavský zlom smeru SZ—JV (Leško, 1954). Ložisko je situované v severnej okrajovej zóne východoslovenskej neogénnej panvy, v tzv. mernícko-majerovskej ortuťovej štruktúre smeru SZ—JV. Územie je preniknuté rojom paralelných dajok ryodacitov v dĺžke cca 15 km v smere čičavského zlomu. Zrudnenie je hydrotermálne, epigenetické (Ďuďa et al., 1981). Hĺbkový dosah zrudnenia overený technickými prácami je 463 m. Mineralizácia je spätá s kyslým neogénnym magmatizmom a jeho postmagmatickými prejavmi. Rudné telesá majú šošovkovitý až stĺpovitý vývoj, známe sú aj žilné štruktúry. Vznik zrudnenia prebiehal v pomerne širokom časovom intervale (stredný sarmat až spodný panón), a ako ukazujú izotopické rozbory $\delta^{34}S$ rumelky, dôležitú úlohu v tomto procese zohralo aj okolité litologické prostredie (Ďuďa et al., 1981).

Na ortuťovom ložisku Merník sa zistili viaceré rudné formácie a minerálne asociácie (tab. 11). Vyčlenenie jednotlivých rudných formácií a minerálnych asociácií nie je vždy jednoznačné a častokrát sa robí na základe analógie z iných rudných ložísk podobného typu, prihliadajúc aj na celkový metalogenetický vývoj východoslovenských neovulkanitov.

K prvej, najstaršej formácii zaraďujeme intenzívne hydrotermálne premeny viazané predovšetkým na telesá kyslých magmatitov ryodacitového zloženia. Mnohokrát je síce problematické rozlíšiť pôvod toho-ktorého ílového minerálu, ale predpokladáme, že rozšírenie kaolinitu, illitu a sčasti aj montmorillonitu v telesách ryodacitov, častokrát v hĺbkach stoviek m, je späté s hydrotermálnymi procesmi. Počas nej došlo k argilitizácii hornín, miestami sa ryodacity kaolinizovali a silicifikovali. Kyslé vulkanické horniny s prevahou vulkanického skla boli bentonitizované. Vo formácii sme odlíšili 3 minerálne asociácie (tab. 11). Polymetalická formácia je rozšírená iba lokálne, v malom rozsahu. Reprezentujú ju drobné žilky karbonátovo-kremenného zloženia hrúbky okolo 1—3 cm. V žilkách sú zriedkavé drobné hniezda a impregnácie sulfidov. Najrozšírenejší z nich je sfalerit, zriedkavejší galenit, pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, vzácne sú hniezda barytu. Na základe minerálneho obsahu žiliek možno rozlíšiť tri minerálne asociácie (tab. 11). Najmladšia rudná formácia, ortuťová, je najrozšírenejšia a najvýznamnejšia na celom ložisku. Mineralizácia tejto formácie má zjavný nízkohydrotermálny charakter, často s prechodom do postvulkanických prejavov. V tejto rudnej formácii prevládajú impregnačné a žilníkové textúry s podstatným uplatnením rumelky a markazitu. V žilkách je častý chalcedón a karbonáty,

zriedkavý je dawsonit a dolomit. V tejto rudnej formácii môžeme vyčleniť 5 minerálnych asociácií (tab. 11).

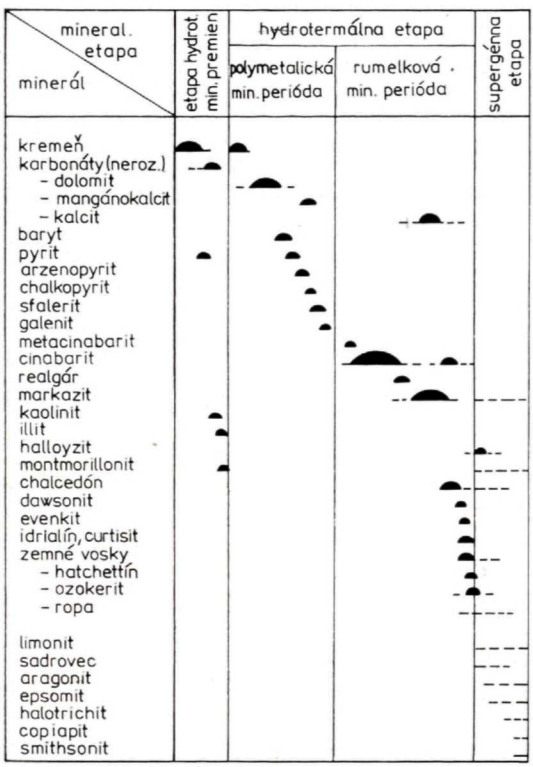
Časový vývoj mineralizácie na ložisku Merník treba chápať komplexne s vývojom magmatizmu v celom mernickom

TAB. 11

Rudné formácie a minerálne asociácie postmagmatickej mineralizácie
Ore formations and mineral associations of postmagmatic mineralization

Vývojové etapy	Rudné formácie	Minerálne asociácie	Forma zrudnenia	Minerálne asociácie		
				hlavné	vedľajšie	akcesorické
1. etapa	hydrotermálnych premien	illitovo-montmorillonitovo-pyritová (tzv. argilitizácia)	impregnácie hniezda	illit, montmorillonit, pyrit	markazit, kalcit, dolomit, kaolinit	kremeň
		kaolinitová (tzv. kaolinizácia)	impregnácie hniezda	kaolinit	dolomit, kremeň	illit, montmorillonit, pyrit
		montmorillonitová (tzv. bentonitizácia)	impregnácie hniezda	montmorillonit		illit, halloyzit, kremeň
2. etapa	polymetalická	kremeňová (± dolomit, pyrit)	žilky, hniezda	kremeň	dolomit, pyrit	kalcit, baryt, kaolinit, illit
		pyritovo-galenitovo-sfaleritová	žilky	sfalerit, pyrit, galenit	dolomit, manganokalcit	kalcit, baryt, chalkopyrit, arzenopyrit
		kalcitová (+ dolomit)	žilky	kalcit, dolomit	manganokalcit, baryt	pyrit, sfalerit, markazit
	orufová	rumelková	impregnácie hniezda	rumelka	metacinabarit	illit, montmorillonit
		markazitovo-chalcedónovo-rumelková	žilky	rumelka, markazit, chalcedón	metacinabarit, dolomit, pyrit	kalcit, illit, organické minerály
		markazitová (± pyrit)	impregnácie žilky	markazit, pyrit	chalcedón	dolomit, kalcit, halloyzit
		dawsonitová (± dolomit)	žilky	dawsonit	dolomit,	kalcit, kremeň
		organických minerálov	žilky, hniezda	idrialín, curtisit,	evenkit, chalcedón, zemný vosk	dolomit, kalcit, karpatit, rumelka

rudnom poli. Najstarším prejavom hydrotermálnej mineralizácie je premena okolitých hornín. Počas nej vznikli ílové minerály, žilky a hniezda karbonátov, kremeňa a pyritu na úkor tmavých horninotvorných minerálov, živcov atď. Počas tejto etapy pravdepodobne nedochádzalo k významnejším látkovým prínosom, ich zdrojom boli samotné horniny (obr. 4). Potom došlo k prínosu hydroteriem spätých s doznievajúcim magmatizmom kyslého charakteru. Roztoky prenikali pozdĺž zlomov, využívajúc vhodné litologické prostredie, vypĺňali puklinky, dutinky, resp. impregnovali silne porézne horniny. Ich vyššie termálny charakter sa odráža vo vzniku žiliek polymetalickej mineralizácie bezprostredne viazaných na ryodacity (polymetalická mineralizačná perióda). S doznievaním magmatickej aktivity klesala termálnosť roztokov a vylučovali sa typicky nízkotermálne minerály, akými sú rumelka, markazit, chalcedón atď. Na základe makroštruktúrneho aj mikroštruktúrneho pozorovania je zrejmé, že pukliny so staršou polymetalickou mineralizáciou neboli vždy vyplnené, resp. sa znovu otvárali, pretože nižšie termálne asociácie sa viackrát našli v žilkách so staršou polymetalickou mineralizáciou. Toto obnovenie hydrotermálnej činnosti, resp. jej oživenie, mohlo byť odrazom obnovenia sa magmatickej činnosti v celej oblasti východoslovenských neovulkanitov v období stredného sarmatu až spodného panónu. Táto mladšia rumelková mineralizačná perióda (obr. 4) prebiehala pravdepodobne v dlhšom časovom intervale a s jej postvulkanickými dozvukmi možno súvisí aj prínos organických minerálov.



Obr. 4. Schéma časového vývoja postmagmatickej mineralizácie na ortuťovom ložisku Merník
Fig. 4. Scheme of chronological development of postmagmatic mineralization on the Merník mercury deposit

Najmladšou etapou vývoja mineralizácie na ložisku Merník, ktorú rozlišujeme, je supergénna. Odráža zvetrávacie procesy a oxidačné pochody od ukončenia zrudňovacích procesov až do súčasnosti. Vzhľadom na pomernú monotónnosť primárnej mineralizácie je aj jej charakter pomerne jednoduchý (Ďuďa, 1983).

Mineralizáciu na ložisku Merník možno z genetického hľadiska považovať za hydrotermálno-epigenetickú, bezprostredne spätú s neogénnym magmatizmom. Ložisko zaraďujeme medzi vulkanogénno-vulkanické, ktoré sa nachádza v produktoch kyslého magmatizmu a v paleogénnych sedimentoch. Dá sa predpokladať, že polymetalická mineralizácia má magmatický zdroj látok, ale pri ortuťovej mineralizácii dôležitým faktorom bolo aj okolité litologické prostredie, ktoré, ako ukazujú izotopy $\delta\,^{34}S$, bolo aspoň sčasti zdrojom rudo-

nosných komponentov a samotný magmatizmus prispel k tomuto procesu svojou energiou (Ďuďa et al., 1981).

Literatúra

Bolewski, A. 1982: Mineralogia Szczegółowa. 3. vyd. *Warszawa, Wydaw. geologiczne, 542 s.*

Ďuďa, R. — Tözsér, J. 1978: Organické minerály — sprievodná asociácia ortuťovej mineralizácie ložiska Dubník. *Miner. slov., 10, 539—549.*

Ďuďa, R. — Križáni, I. 1979: Dawsonit — sprievodný minerál ortuťovej mineralizácie na východnom Slovensku. *Miner. slov., 11, 79—86.*

Ďuďa, R. — Černý, P. — Kaličiaková, E. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Ulrych, J. — Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. slov. — Monogr., Bratislava, Alfa, 78 s.*

Ďuďa, R. — Kaličiak, M. — Križáni, I. — Tözsér, J. 1981: Genetické a formačné typy ortuťovej mineralizácie východného Slovenska. *In: Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Red. P. Grecula. Košice, 101—114.*

Ďuďa, R. 1983: Mineralogická a paragenetická charakteristika ložiska Merník. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová Ves, 98 s.*

Kaličiaková, E. 1983: Petrograficko-petrochemická charakteristika ryodacitov. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová Ves, 47 s.*

Koděra, M. — Ďurovič, S. — Masár, I. — Judinová, V. 1977: Slovenské názvy minerálov. *Miner. slov., Bratislava, Alfa, 81 s.*

Križáni, I. — Valko, P. 1983: Čiastková správa a výpočet zásob, Merník — Hg, VP. *Manuskript — archív GP Spiš. Nová Ves. 246 s.*

Kuthan, M. 1941: Ortuťové ložiská Slovenska (Merník). *Práce Št. geol. Ústavu (Bratislava), 56 s.*

Lazarenko, E. K. — Lazarenko, E. A. — Baryšnikov, E. K. — Malgyna, O. A. 1963: Mineralogija Zakarpatja. *Lvov, 614 s.*

Leško, B. 1954: Správa o geologickom výskume terénu Vranov — Strážske — Oreské. *Geol. Práce, Spr., 1, 93 s.*

Nováček, R. 1933: Několik poznámek o našich rtuťnatých rudách. *Věda přír. (Praha).*

Piotrovskij, G. I. 1955: Karpatit — novyj organičeskij mineral iz Zakarpatija. *Mineral. Sbor. Lvov. geol. Obšč., 9, 118—127.*

Ramdohr, P. — Strunz, H. 1980: Klockmans Lehrbuch der Mineralogie. *Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag, 876 s.*

Selected powder diffraction Data for Minerals, 1974, 1981: Data book, *833 s., 462 s.*

Skropyšev, A. V. 1953: O parafine iz polymetaličeskich žil. *Dokl. Akad. Nauk SSSR. 4, 717—719.*

Slavík, F. 1937: Hatchettín z ložiska rumelky v Merníku. *Zbor. Slov. ban. Múz. (B. Štiavnica), 92 s.*

Strunz, H. — Contag, B. 1965: Evenkite, Flagstaffite, Idrialine und Reficite. *Neu. Jb. Mineral. Abh., Mh., 1, 19—25.*

Strunz, H. 1977: Mineralogische tabellen. 6. vyd. *Leipzig, 621 s.*

Tuček, K. — Kouřímský, J. 1953: Výskyt curtisitu v Československu a jeho identita s idrialinem. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. 3, 1—18.*

Vass, D. — Tözsér, J. — Bagdasarjan, G. P. — Kaličiak, M. — Orlický, O. — Ďurica, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. Práce, Spr., 7, 77—88.*

Zhelyazkova-Panayotova, M. 1971: On a rational classification of the spinel group from ultrabasic rocks. *Proc. IMA — IAGOD Met., Tokyo — Kyoto, 1970, Spec. Pap. I, 174—179.*

Klasifikacija i nomenklatura magmatičeskich gornych porod. 1981. *Moskva, Netra.*

Mineralogical-paragenetic conditions on the Merník Hg deposit, Eastern Slovakia

The Merník deposit is situated at the northern marginal zone of the East Slovakian Neogene Basin, in the so-called Merník — Majerovce mercury structure of NW—SE strike. The area is built mainly by grey, blue-grey to black detritic-pelitic sediments with flyschoid character. Križáni et al. (1983) have distinguished three facial developments: sandstone, conglomerate and claystone. The stratigraphical classification of flysch sedi-

mentary beds have not been solved yet. Stocks and dykes of acid igneous rocks occur in flysch sedimentary formation. They form, according to Križáni et al. (1983), subvolcanic facies of rhyodacite volcanism. The mercury mineralization is closely connected with them. Stocks of rhyodacite protrude at the surface on the Lipová and Urbársky les elevation points. Their diameter is 200—300 m on the surface, they get narrow towards the depth and have steep dip towards SW. Dykes of rhyodacites have variable dips and strikes. Their thicknesses fluctuated from several metres to 150 m and their lenghts from 100 m to 500—1,500 m. The radiometric age of rhyodacite magmatic activity with intrusions of rhyodacite dykes is 13.2 and 13.3 mil. years (Wass et al., 1978), e. i. it is the boundary between the Upper Badenian and the Lower Sarmatian.

Rhyodacites have mainly massive, compact structures, fluidal to brecciated structure with frequent xenolithes of surrounding sedimentary rocks is only in marginal part of intrusive bodies. They are characterized by thin porphyric texture with small phenocrysts of plagioclase, orthoclase, less frequently quartz, biotite, accessory garnet and apatite. The texture of rhyodacite groundmass is most frequently microhypidiomorphic — allotriomorphic granular with the transition to felsitic one. The groundmass is composed of quartz and feldspar aggregate and rarely of biotite. Spherolithic to felsospherolitic and also fluidal textures are further wide spread types of textures. They consit of colourless or brownish volcanic glass. The original texture of rock is often blurred by hydrothermal alterations and we observe only relicts of it. This is mainly the question of silicification, which is manifested by the growth of granular quartz aggregates. Argallitization of rhyodacites is even more frequent. Phenocrysts of feldspars are completely desintegrated by it. Among new formed secondary minerals there are mainly kaolinite, less illite and montmorillonite. Besides that sericitization, carbonatization and tormalinization have been observed. Chemical composition of rhyodacites is relatively constant (Tab. 1). Na_2O, K_2O and SiO_2 display the greatest amplitudes, which can be explained by the presence of hydrothermal alterations. Their position in $Na_2O + K_2O/SiO_2$ diagram is presented. They coincide with the fields for low alkaline rhyodacites and rhyolites.

The characteristic of postmagmatic mineralization

This type of mineralization is the most spread on the deposit and it reaches economical significance because of the content of cinnabarite. The postmagmatic mineralization has stockwork character, larger ore pockets and veinlets occur only scarcely. The mineralization is localized in acid igneous rocks (rhyodacites) and in sedimentary rocks (sandstones and conglomerates). More than 30 minerals of the postmagmatic origin have been identified on the deposit up to now. Cinnabarite has a dominant position among them. It occurs in two types: stockwork and disseminated type respectively. It is accompanied by markasite, clay minerals and ozokerite with organic minerals. Cinnabarite is coarse-crystalline in veinlets, it occurs with dolomite, calcite, chalcedone, pyrite, marcasite, rarely with metacinnabarite and organic minerals. Small veinlets with polymetallic mineralization, which is formed mainly by dolomite, manganocalcite and small pockets of sphalerite, less galena and chalcopyrite, have been found in boreholes. Arsenopyrite belongs to rare minerals on the deposit. The ore mineralization is accompanied by quartz and relatively wide spread clay minerals. There is mainly illite in argillitized zones, montmorillonite prevails in the rocks with high content of volcanic glass (so-called bentonitization). Dawsonite, which is common concurrent mineral of mercury mineralization in East Slovakia (Ďuďa — Križáni, 1979), often occurs in carbonate veinlets in peripheral parts of mercury mineralization. Ozokerites and organic minerals (evenkite, curtisite, idrialine and uncertain karpathite) have a special position on the deposit. They form fillings of joints and vugs in rhyodacites. Oxidized zone is developed in a smaller extent on the deposit. Only gypsum, halotrichite, epsomite, copiapite, aragonite, limonite and non-identified Mn-oxides have been found here.

The position and character of ozokerites and organic minerals on the Merník deposit

The deposit is characterized with a relatively large distribution of ozokerites and organic minerals. Only hattchetite was described here in the past (Slavík, 1973). Ozokerites, which fill vesicles and small

joints and also interstices in sedimentary but above all in igneous rocks, are the most spread among them. Their connection with Hg mineralization is regular, but not as a rule. Their colour is yellowish, yellow-brown to black, they are strongly aromatic and evaporate easily. They are liquid, plastic to solid. Their composition is very variable.

Solid, crystallic organic minerals are spread in a less extent. They also fill vesicles and small joints, but only in acid igneous rocks. They associate with cinnabarite, dolomite, metacinnabarite, marcasite, chalcedone and carbonates. They occur in form of leafy canary-yellow to yellow-green slabs, less wine-yellow to yellow-white slabs. Chemical composition of M 3 sample is very close to oxidized curtisite, with formula $C_{24}H_{18}O$ or to idrialine with formula $C_{80}H_{56}O_2$ (Koděra et al., 1977). Mass spectra of this sample have shown that it is a mixture of picene and chrysene. Ultraviolet spectra of samples (Fig. 4) are similar to those of picene and chrysene, but after three months was their record relatively different. It means that they are inconstant material. Most of samples has blue-violet fluorescence (360 nm), only M 7 sample has the blue one.

Melting points of samples are between 250 and 290 °C (Tab. 3). X-ray analyses confirmed that they are mixtures of minerals containing mainly phase of idrialine or curtisite type, almost always with the admixture of karpathite (Tab. 5, 6 and 8). The sample of wine-yellow colour, with the smell of paraffine, has been identified as evenkite (Tab. 7), while M 7 sample contains the phase close to curtisite, but it contains also the phase, which could not be identified (Tab. 4).

The question of the origin of organic minerals on hydrothermal deposits is debatable. There is offered an imagination of porous rocks, as corrective or chromatographic, very effective filling. Catalyse effect of mercury minerals, which are in their direct neighbourhood, cannot be excluded. The presence of organic minerals and ozokerites is characteristic mainly for the mercury deposits of volcanogenetic origin.

Ni-Co and Cr mineralization in pebbles of ultrabasic rocks of the Merník conglomerates

This specific and non-typical mineral assemblage for the Merník deposit is closely connected with pebbles of ultrabasic rocks in so-called Merník conglomerates. The mineralization has a character of fine impregnations and veinlets respectively. Its origin is most probably liquid-magmatic. The overwhelming part of ore impregnations is formed by oxides of Fe and Cr (magnetite, Cr-magnetite, chromite). This primary ore mineralization is accompanied by millerite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and awaruite. Chemical composition of Cr-magnetite and millerite is in Tab. 9 and 10.

Ore formations and mineral associations of the postmagmatic stage of mineralization and its chronological development

This deposit is situated at the northern margin of the Miocene molasse, at the crossing of the Močarany — Topľa fault system with the transverse faults of NNE—SSW strike. The ore mineralization is hydrothermal, epigenetic (Ďuďa et al., 1981). The depth range of the ore mineralization, verified by technical works, is 436 m. The mineralization is connected with acid Neogene magmatism and its postmagmatic manifestations. Ore bodies have a lenticular shape and they were formed during a rather wide interval of time, as isotopic analyses of $\sigma^{34}S$ for cinnabarite have shown. But surrounding lithological environment played also an significant role in this process (Ďuďa et al., 1981).

Two primary mineralization stages with several ore formations, resp. their manifestations and with several mineral associations (Tab. 11) have been ascertained on the Merník deposit. To the first, the oldest mineralization stage, there is included one, which caused intensive hydrothermal alterations in the deposit area, above all in bodies of acid rhyodacites. Younger stage of mineralization is formed by two ore formations. The older one is polymetallic, it is spread only locally, in a small extent. Younger — the mercury formation is the most spread and most significant one on the whole deposit. The mineralization of this formation has evidently low hydrothermal character, it forms impregnations and veinlets, mainly with cinnabarite and marcasite. Five mineral associations have been separated in this ore formation (Tab. 11).

The chronological development of mineralization on the deposit is necessary to comprehend in a complex with magmatism in the whole Merník ore district. The oldest mani-

festations of mineralization are connected with the stage of hydrothermal alterations of surrounding rocks, which form geological environment of the ore mineralization. Various clay minerals, veinlets and nets of carbonates, quartz and pyrite were formed detrimental to mafic rock-forming minerals, feldspars etc. during this stage. After it hydrothermal solution originated, dying out magmatism was their source. Hydrothermal solutions penetrated along the tectonics, using suitable lithological environment, stuffed joints, vesicles and impregnated very porous rocks. The third stage of mineralization (Fig. 4) is supergenous one, it reflects weathering and oxidizing processes on the deposit till the end of processes of mineralization.

From the genetical point of view there is possible to consider the deposit mineralization as a hydrothermal-epigenetic one, which is connected with the Neogene magmatism. The deposit is classified with volcanogenetic-volcanic ones. There can be assumed that the source of material for the polymetallic ore formation was magmatic one. But it is necessary to consider lithological environment as a significant factor for the genesis of the mercury ore formation. The isotopic analyses of S have shown it.

Mineralia slov.
19 *(1987), 5, 443—455*

Geochemická zonálnosť stratiformnej sulfidickej mineralizácie v oblasti Smolník — Štós — Medzev

MARTIN RADVANEC, BORIS BARTALSKÝ

Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves

Doručené 3. 4. 1987

Геохимическая зональность стратиформной сульфидной минерализации в районе Смолник—Штос—Медзев, Восточная Словакия

При помощи геохимической зональности и её сравнения с подобными типами месторождений в мире авторы попытались прогнозировать стратиформную сульфидную минерализацию связанную с нижним рудоносным горизонтом, который является составной частью нижнего пёстрого вулканического комплекса в районе Смолник—Штос—Медзев (Спишско-гемерское рудогорие). Геохимический ореол с повышенным содержанием олова и бария развит в особой зоне с точки зрения пространственной зональности минерализации. Ассоциация цинка и ± олова является самой выразительной в переходной части рудоносного горизонта и вблизи центра орудинения, ближе всего к излиянию флуида, встречаются самые высокие содержания меди, мышьяка, серебра, ± цинка и ± свинца.

Geochemical zoning of stratiform sulphide ore mineralization in the Smolník — Štós — Medzev area, Eastern Slovakia

We have attempted to prognosticate a stratiform sulphide ore mineralization bound on the Lower ore-bearing horizon, which is the part of the Lower variegated volcanic complex in the Smolník — Štós — Medzev area (the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.), using geochemical zoning and their comparison with similar type of deposits in the world.

From the point of view of spatial zoning of mineralization, the geochemical halo with increased contents of Sn and Ba has been formed in the external zone. The Zn, ± Sn association is the most significant in the transition part of the ore-bearing bed. The highest concentrations of Cu, As, Ag, ± Pb, ± Zn are in the vicinity of the centrum of ore mineralization, close to the effusion of fluidum.

Sulfidická stratiformná mineralizácia je v Spišsko-gemerskom rudohorí (SGR) veľmi rozšírená, aj keď z ekonomického hľadiska nie je taká významná ako žilná. Pri Smolníku sa zrudnenie ťaží a vyhľadávací prieskum sa robí v oblasti Mníška nad Hnilcom.

Naším cieľom bolo pomocou geochemickej zonálnosti urobiť v oblasti Smolníka, Štósu a Medzeva (včítane ložiska Smol-

ník) etalón tejto mineralizácie a stanoviť jej prognózy. Práce sme urobili v rámci projektu SGR-geofyzika.

Geológia ložiskovej oblasti

Sulfidická stratiformná mineralizácia v SGR sa vyskytuje v dvoch horizontoch staršieho paleozoika, a to vo vrchnom (napr. Mníšek nad Hnilcom) a v spodnom rudonosnom horizonte (napr. Smolník — Štós — Medzev). Spodný rudonosný horizont tvorí bázu smolníckeho súvrstvia (súvrstvie zelených fylitov) a vrchný je pod hnileckým (vulkanickým) súvrstvím (Grecula, 1982).

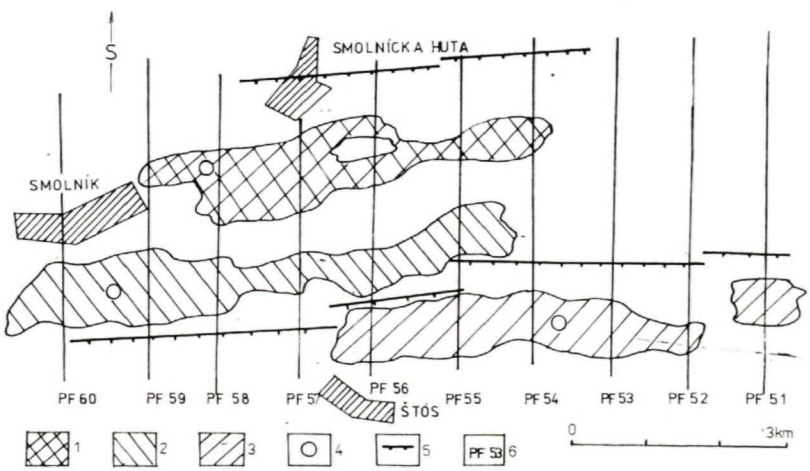
Spodný rudonosný horizont je súčasťou spodného pestrého vulkanického komplexu s bimodálnou vulkanickou formáciou, ktorá je zložená z výlevov a pyroklastík bazaltového a keratofýrového charakteru s vložkami klastických metasedimentov. Najkompletnejšia asociácia týchto hornín je v oblasti vulkanických centier. Superpozične vyššie sa nachádzajú laminované rudonosné fylity, ktoré sa často striedajú s metapyroklastickými horninami. Prevládajú jemnozrnné až strednozrnné diabázové metapyroklastiká striedajúce sa s laminovanými kremenitými fylitmi. Na povrchu majú často hrdzavú farbu po zvetraní vtrúseninovej prevažne pyritovej mineralizácie. V tomto horizonte sa nachádza aj ložisko pyritovo-chalkopyritových rúd Smolník.

Nadložie spodného rudonosného horizontu tvoria fylity Ostrého vrchu. Sú prechodným členom medzi nadložným hrubozrnným flyšovým vývojom, ktorý má povahu distálneho flyšu (l. c.).

Tektonická stavba študovanej oblasti je príkrovová. Stratiformná sulfidická mineralizácia sa nachádza v jedľoveckom a medzevskom príkrove (obr. 1).

Pracovný postup

Vzorky hornín z rudonosného horizontu



Obr. 1. Oblasti rozšírenia spodného rudonosného horizontu. 1 — jedľovecký príkrov-severný pruh, 2 — jedľovecký príkrov-južný pruh, 3 — medzevský príkrov, 4 — predpokladané vulkanické centrá, 5 — hranice príkrovov, 6 — geochemické profily

Fig. 1. The areas with the Lower ore-bearing horizon occurences. 1 — the Jedľovec nappe-the northern strip, 2 — the Jedľovec nappe-the southern strip, 3 — the Medzev nappe, 4 — assumed volcanic centres, 5 — nappe boundaries, 6 — geochemical profiles

sme odobrali pri verifikácii výsledkov geofyzikálnych metód, pôdnej metalometrie a litologického profilu na profiloch s krokom 100 m (obr. 1) a na 5. a 10. banskom horizonte ložiska Smolník s krokom 20 m. Obsah Sn, B, Ag, Cu, Pb, Zn, Ba, Sr, Sb, W, Mo, Bi, Rb, Ni, Co, As, CaO, Na_2O, K_2O v 90 vzorkách sa stanovil kvantitatívne v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi. Analyzované vzorky sme spracovali multivariačnými matematickými metódami pomocou hlavných komponentov a faktorovou analýzou (Tapák — Radvanec, 1985). Výpočet vychádzal z typu R korelačnej matice párových lineárnych koeficientov. Interpretovali sme výsledky z kolmého (Varimax) a kosouhlého rotovania (Promax) faktorových osí (tab. 1). Vzorky rudy a vzorky s anomálnym obsahom sme zo súboru štatistickými testmi pred výpočtom vylúčili.

Matematicky spracovaný súbor chemických analýz sme rozdelili podľa pruhov výskytu stratiformnej mineralizácie a geologickej situácie na severný (spolu s analýzami z ložiska Smolník) a južný pruh v jedľoveckom príkrove a podľa mineralizácie v medzevskom príkrove (obr. 1). Takto podľa pruhov rozdelené analýzy sme navzájom porovnávali vo faktorovej rovine (obr. 5, 6, 7). Výsledky z najviac preskúmanej oblasti (severný pruh s ložiskom Smolník) sme porovnávali s výsledkami z ostatných pruhov. Na ložisku Smolník sme sledovali zmeny geochemickej zonálnosti aj pomocou vzťahov Sn — Zn — Cu, Ba — Rb — Sr a $Na_2O + K_2O/CaO$.

Geochemická zonálnosť ložiska Smolník

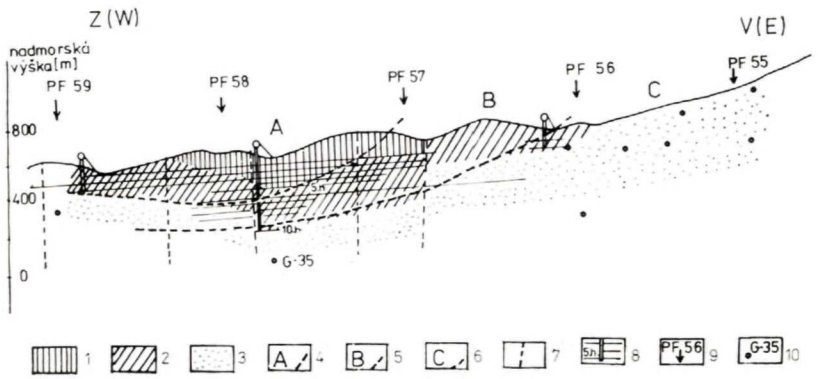
Priestorové rozmiestnenie geochemických aureol na ložisku Smolník je v zhode s vertikálnymi i horizontálnymi zmenami mineralizácie. Zrudnenie v centrálnej časti tvorí masívne liate pyritové zrudnenie v tvare šošoviek (Čillík, 1953). Smerom k periférnym častiam ubúda liatych rúd a prevláda vtrúseninová pyritovo-chalkopyritová mineralizácia. Na 10. horizonte má podľa našich pozorovaní a podľa informácií získaných na závode Smolník prevahu vtrúseninová pyritovo-pyrotínová mineralizácia (obr. 2).

V rozptýlenej vtrúseninovej mineralizácii dochádza v sulfidoch k obohateniu o ťažký izotop síry (^{34}S), ktorý pochádza zo sulfátov

TAB. 1

Matica faktorových záťaží z kosouhlého rotovania (Promax)
Matrix of factor loads from oblique rotation

	Fakt. 1	Fakt. 2	Fakt. 3	Fakt. 4	Fakt. 5	Fakt 6
Sn	0.048	—0.045	0.007	—0.002	0.031	**—0.662**
B	0.173	0.150	—0.350	**0.483**	—0.029	—0.230
Ag	—0.067	**0.825**	0.022	0.048	0.085	—0.011
Cu	0.057	**0.802**	0.052	—0.072	—0.066	0.059
Pb	—0.028	—0.011	0.032	0.031	**0.579**	0.007
Zn	0.231	—0.018	0.171	0.141	0.013	0.294
Ni	**0.813**	—0.025	—0.193	—0.004	0.045	0.071
Co	**0.812**	—0.013	0.141	—0.049	—0.028	—0.111
As	0.045	0.039	—0.014	—0.040	**0.625**	—0.038
Rb	0.080	—0.071	**—0.683**	0.031	—0.013	—0.201
Sr	—0.067	—0.073	0.085	**0.819**	—0.001	0.051
Ba	—0.035	—0.017	**—0.646**	—0.068	0.015	0.173



Obr. 2. Schematický priečny rez ložiskom Smolník (pri zostrojení rezu sme použili podklady ŽB, závod Smolník, Ilavský — Matkulčík, 1977; Onačila, 1982). 1 — masívne liate pyritové rudy, 2 — vtrúseninová pyritovo-chalkopyritová mineralizácia, 3 — vtrúseninová pyritovo-pyrotínová mineralizácia, 4 — geochemická aureola Cu, Ag, As, ± Pb, ± Zn, 5 — geochemická aureola Zn, ± Sn, 6 — geochemická aureola Sn, Ba, 7 — tektonické poruchy, 8 — banské diela, 9 — priesečník rezu s geochemickými profilmi, 10 — priesečník vrtu s rudonosným horizontom

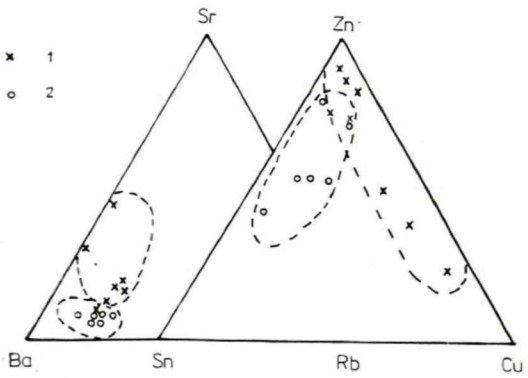
Fig. 2. Schematic cross section through the Smolník deposit (using data by Železorudné Bane, the Smolník establishment, Ilavský — Matkulčík, 1977; Onačila, 1982). 1 — massive pyrite ores, 2 — disseminated pyrite-chalcopyrite ore mineralization, 3 — disseminated pyrite-pyrrhotite ore mineralization, 4 — geochemical halo of Cu, Ag, As, ± Pb, ± Zn, 5 — geochemical halo of Zn, ± Sn, 6 — geochemical halo of Sn, Ba, 7 — tectonic faults, 8 — mining works, 9 — point of intersection of a cross section with geochemical profiles, 10 — point of intersection of a borehole with a ore-bearing horizon

morskej vody (Scott et al., 1985). To znamená, že pri jej vzniku už dochádzalo k silnému miešaniu rudonosného fluida s morskou vodou. Najnižšie hodnoty $\delta^{34}S$ (8—11 ‰) sú na ložisku v masívnych a zvrstvených rudách (Kantor — Rybár, 1970), ktoré reprezentujú centrálnu časť mineralizácie. Vo vtrúseninových formách mineralizácie sú hodnoty $\delta^{34}S$ vyššie (12—16 ‰) a predstavujú externú časť mineralizácie.

Vertikálna zmena geochemickej zonálnosti na ložisku Smolník je zreteľná zo vzťahov Sn—Zn—Cu, Ba—Rb—Sr (obr. 3). Bilančná sulfidická mineralizácia (centrálna časť) na 5. horizonte je dobre preukázaná trendom Zn—Cu. Prevažne vtrúseninovú pyritovú a pyrotínovú mineralizáciu, ktorá tvorí okraj produktívnej zóny (prechodná časť), indikuje trend Zn—Sn na 10. horizonte. Okrajové časti mineralizácie (externá časť) indikuje Ba aureola podobne ako Sn aureola a je tiež vyvinutá na 10. horizonte.

Pri posúdení hĺbkovej perspektívy vývoja zrudnenia na 10. horizonte sme využili aj poznatky rozličných autorov, ktoré vyvodili z priebehov reakcií medzi horúcimi rudonosnými fluidami, morskou vodou a okolitými horninami.

Horúce fluidá obsahujúce chloridové komplexy a sulfidy sa dostávajú v interakčných zónach počas výstupu a po výleve na morské dno do rovnováhy so silikátmi a morskou vodou. Fluidá sa reakciami s okolitými horninami a morskou vodou neutralizujú a katióny Ca, Na, K, Mg sa viažu v rozpustných chloridových komplexoch (Lemier et al., 1986). Prehľad týchto chemických zmien v alterovaných zónach spracoval aj Plimer (1985). Väčšina



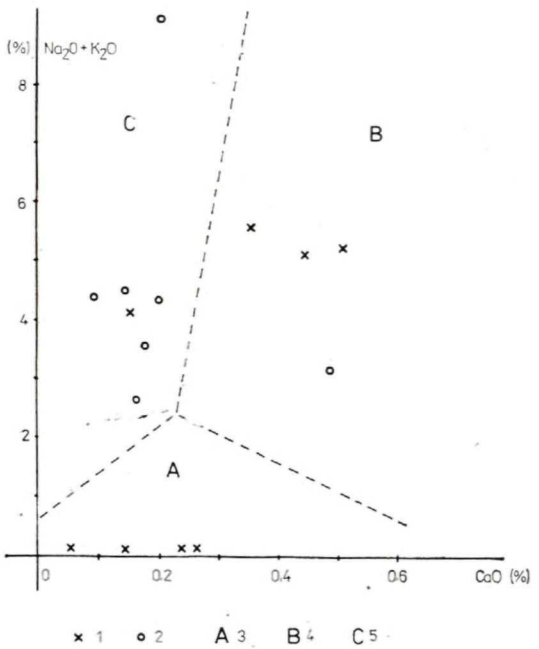
Obr. 3. Trojuholníkové diagramy Ba—Sr—Rb, Sn—Zn—Cu. 1 — vzorky z 5. horizontu ložiska Smolník, 2 — vzorky z 10. horizontu ložiska Smolník
Fig. 3. Triangular diagrams of Ba—Sr—Rb, Sn—Zn—Cu. 1 — samples from the 5th horizon of the Smolník deposit, 2 — samples from the 10th horizon of the Smolník deposit

ložísk tohto typu je blízko centier výlevov fluíd charakteristická alterovanou zónou hornín s veľmi nízkym obsahom Na_2O a K_2O. Intenzita alterácie je priamo závislá na vzdialenosti od prívodných kanálov fluíd.

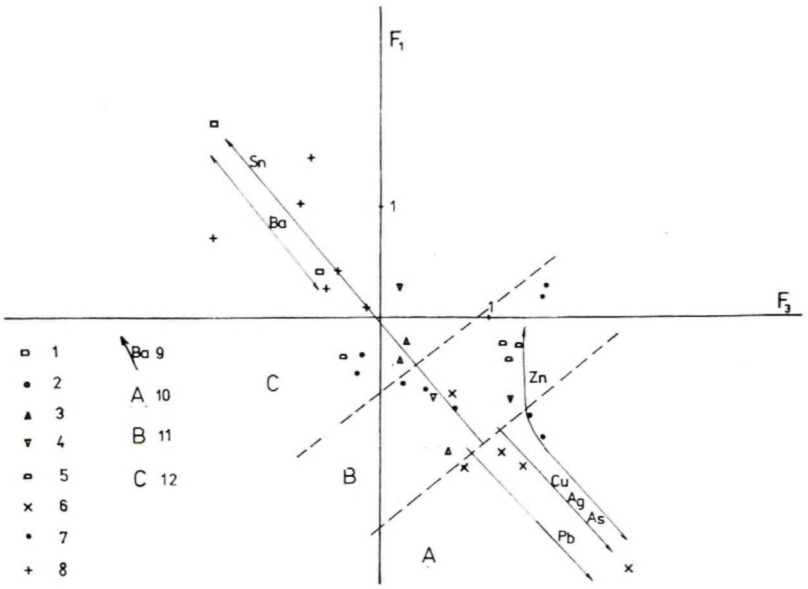
Výrazný pokles obsahu Na_2O a K_2O je len na 5. horizonte (obr. 4, plocha A). Na 10. horizonte sme prejavy alterácie neidentifikovali. Z toho vychodí, že zrudnenie na 10. horizonte vznikalo v externej zóne vplyvu fluíd (plocha C). Zvýšený obsah CaO (plocha B) je odrazom väčšieho množstva pyroklastickej bázickej zložky (diabázové pyroklastikum) v pomere ku klastickej zložke pôvodného sedimentu. Na 5. horizonte obsahujú rudonosné fylity výrazný podiel bázického materiálu, zatiaľ čo na 10. horizonte sú prevažne len kremenité fylity s veľmi malým podielom bázických pyroklastík (z doterajšej ťažby je známe, že bilančné zrudnenie je najlepšie vyvinuté v tmavozelených fylitoch).

Výsledky faktorovej analýzy

Z matice faktorových záťaží kosouhlého rotovania vyplýva (tab. 1), že v prvom faktore má najvyššiu faktorovú záťaž Co, Ni, v druhom Ag, Cu, v treťom Rb, Ba, vo štvrtom B, Sr, v piatom Pb, As a v šiestom Sn. Nikel a kobalt odrážajú v rudonosných fylitoch množstvo bázickej pyroklastickej zložky. Faktor F_3 sýtia prvky, ktoré sa vo fylitoch tiež viažu izomorfne. (Určitý obsah Ba viaže baryt, ale ten je



Obr. 4. Diagram $Na_2O + K_2O$ vo vzťahu k CaO v rudonosných chloriticko-sericitických fylitoch. 1 — vzorky z 5. horizontu ložiska Smolník, 2 — vzorky z 10. horizontu ložiska Smolník, 3 — alterované rudonosné fylity, 4 — rudonosné fylity s vyšším podielom bázickej pyroklastickej zložky, 5 — rudonosné fylity s malým podielom bázickej pyroklastickej zložky
Fig. 4. Diagram of $Na_2O + K_2O$ in relation to CaO in ore-bearing, chlorite-sericite phylites. 1 — samples from the 5th horizon of the Smolník deposit, 2 — samples from the 10th horizon of the Smolník deposit, 3 — altered ore-bearing phyllites, 4 — ore bearing phyllites with higher content of basis pyroclastic component, 5 — ore-bearing phyllites with a small content of basic pyroclastic component



Obr. 5. Distribúcia horninových vzoriek rudonosného horizontu jedľoveckého príkrovu-severný pruh vo faktorovej rovine F_1, F_3. 1 — vzorky z profilu 54, 2 — vzorky z profilu 55, 3 — vzorky z profilu 56, 4 — vzorky z profilu 57, 5 — vzorky z profilu 58, 6 — vzorky z profilu 59, 7 — vzorky z 5. horizontu ložiska Smolník, 8 — vzorky z 10. horizontu ložiska Smolník, 9 — trendy narastania obsahu prvkov, 10 — centrálna časť rudonosnej polohy — geochemická aureola Cu, Ag, As, ± Pb, ± Zn, 11 — prechodná časť rudonosnej polohy — geochemická aureola Zn, ± Sn, 12 — externá časť rudonosnej polohy — geochemická aureola Sn, Ba

Fig. 5. Distribution of rock samples from the Jedľovec nappe-northern strip ore-bearing horizon in the F_1, F_3 factor section. 1 — samples from profile 54, 2 — samples from profile 55, 3 — samples from profile 56, 4 — samples from profile 57, 5 — samples from profile 58, 6 — samples from profile 59, 7 — samples from the 5th horizon of the Smolník deposit, 8 — samples from the 10th horizon of the Smolník deposit, 9 — increasing trends of element contents, 10 — central part of the ore-bearing horizon — geochemical halo of Cu, Ag, As, ± Pb, ± Zn, 11 — transition part of the ore-bearing horizon — geochemical halo of Zn, ± Sn, 12 — external part of the ore-bearing horizon — geochemical halo of Sn, Ba

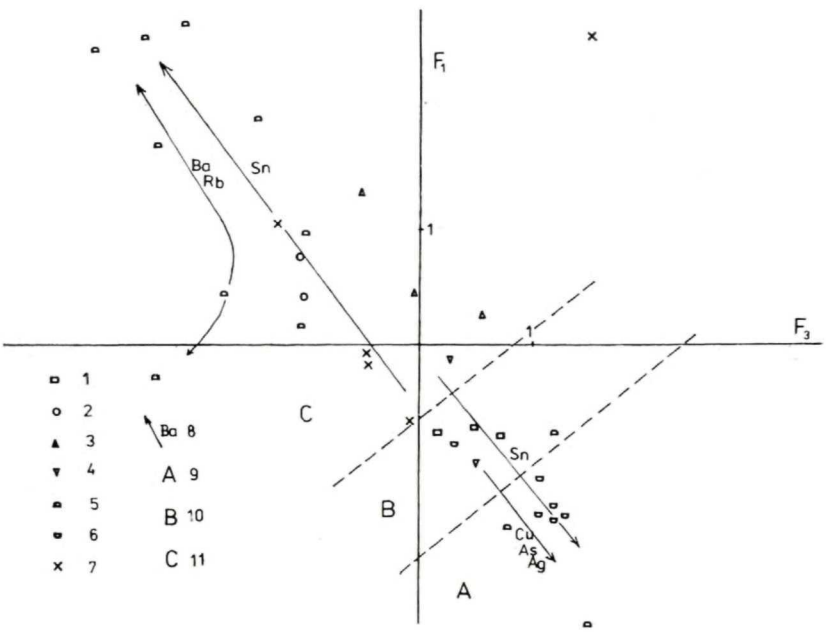
v študovanom území zriedkavý, preto sme aj bárium zaradili medzi prvky odrážajúce zloženie fylitu). Faktorovú rovinu F_1, F_3 sme použili ako podklad pre zobrazenie vzťahov v geochemickej zonálnosti stratiformnej sulfidickej mineralizácie. Ku každej vzorke zobrazenej v rovine F_1, F_3 sme vyniesli aj jej skutočný obsah všetkých prvkov. Na ich základe sme zostavili geochemické trendy narastania obsahov jednotlivých prvkov vo faktorovej rovine v jedľoveckom a medzevskom príkrove (obr. 5, 6, 7).

Severný pruh výskytu stratiformnej mineralizácie v jedľoveckom príkrove (včítane ložiska Smolník) sme porovnávali s výsledkami faktorovej analýzy z južného pruhu jedľoveckého a medzevského príkrovu. Externú časť mineralizácie (Sn, Ba aureola) v severnom pruhu jedľoveckého príkrovu reprezentujú vo faktorovej rovine F_1, F_3 vzorky z 10. horizontu. Predsta-

vujú okrajovú časť mineralizácie najviac vzdialenú od centra výlevu fluida (obr. 5, pole C). Takýto charakter zrudnenia je v tomto pruhu aj na profile 54. Vzorky z tohto profilu sa taktiež nachádzajú v poli Sn — Ba.

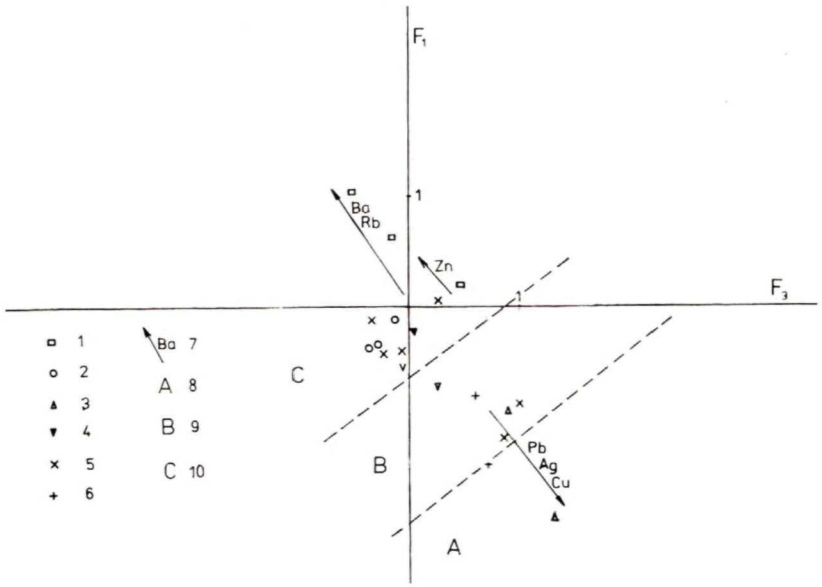
Z prechodnej časti mineralizácie (pole B), t. j. v oblasti aureoly Zn, ±Sn, sú vzorky z profilov 55—58 a časť vzoriek z 5. horizontu. Pole A, kde je najvyšší obsah Cu, As, Ag, ± Pb, ± Zn, reprezentuje centrálnu časť ložiska. Je to oblasť najbližšie k centru výlevu fluida. Patria sem vzorky profilu 59 a 5. banského horizontu (kde je ešte vyvinuté bilančné pyritovo-chalkopyritové zrudnenie; obr. 5). Vzorky priamo z východu ložiska na povrch, časť profilu 58, sme pre závaly odobrať nemohli, preto ich pozíciu vo faktorovej rovine poznáme len čiastočne.

Južný pruh výskytu stratiformnej mineralizácie v jedľoveckom príkrove (obr. 1)



Obr. 6. Distribúcia horninových vzoriek rudonosného horizontu jedľoveckého príkrovu-južný pruh vo faktorovej rovine F_1, F_3. 1 — vzorky z profilu 55, 2 — vzorky z profilu 56, 3 — vzorky z profilu 57, 4 — vzorky z profilu 58, 5 — vzorky z profilu 59, 6 — vzorky z profilu 59 — keratofýry a ich pyroklastiká s vysokými obsahmi Mo, 7 — vzorky z profilu 60, 8 — trendy narastania obsahu prvkov, 9 — centrálna časť rudonosnej polohy — geochemická aureola Cu, As, Ag, Sn, 10 — prechodná časť rudonosnej polohy — geochemická aureola Sn, 11 — externá časť rudonosnej polohy — geochemická aureola Sn, Ba, Rb

Fig. 6. Distribution of rock samples from the Jedľovec nappe-southern strip ore-bearing horizon in the F_1, F_3 factor section. 1 — samples from profile 55, 2 — samples from profile 56, 3 — samples from profile 57, 4 — samples from profile 58, 5 — samples from profile 59, 6 — samples from profile 59 — keratophyres and their pyroclastics with high contents of Mo, 7 — samples from profile 60, 8 — increasing trends of element contents, 9 — central part of the ore-bearing bed — geochemical halo of Cu, As, Ag, Sn, 10 — transition part of ore-bearing bed — geochemical halo of Sn, 11 — external part of ore-bearing bed — geochemical halo of Sn, Ba, Rb



Obr. 7. Distribúcia horninových vzoriek rudonosného horizontu medzevského príkrovu vo faktorovej rovine F_1, F_3. 1 — vzorky z profilu 51, 2 — vzorky z profilu 52, 3 — vzorky z profilu 53, 4 — vzorky z profilu 54, 5 — vzorky z profilu 55, 6 — vzorky z profilu 56, 7 — trendy narastania obsahu prvkov, 8 — centrálna časť rudonosnej polohy — geochemická aureola Pb, Ag, Cu, 9 — prechodná časť rudonosnej polohy, 10 — externá časť rudonosnej polohy — geochemická aureola Ba, Rb, ± Zn

Fig. 7. Distribution of rock samples from the Medzev nappe ore-bearing horizon in the F_1, F_3 factor section. 1 — samples from profile 51, 2 — samples from profile 52, 3 — samples from profile 53, 4 — samples from profile 54, 5 — samples from profile 55, 6 — samples from profile 56, 7 — increasing trends of element contents, 8 — central part of the ore-bearing horizon — geochemical halo of Pb, Ag, Cu, 9 — transition part of the ore-bearing horizon, 10 — external part of the ore-bearing horizon — geochemical halo of Ba, Rb, ± Zn

sme porovnávali so severným. Z porovnania pruhov vychodí, že v poli A, ktoré reprezentuje centrálnu časť zrudnenia, sa nachádzajú vzorky z profilov 59 a 60 (vzorka z profilu 60 je pre anomálnu hodnotu prvkov Ni, Co v 1. kvadrante faktorovej roviny F_1, F_3, veľkosťou faktora F_1 je však zaradená do poľa A; obr. 6). Centrálne časti zrudnenia (pole A) pravdepodobne indikujú miesta výlevov fluíd, ktoré sú priestorovo späté s vulkanickými centrami (Grecula, 1982). Blízkosť bázických vulkanitov je v južnom pruhu na Kotlinci (profily 59, 60) potvrdená geofyzikálnym prejavom v hĺbke a úlomkami diabázov a keratofýrov na povrchu (Grecula — Kucharič, 1985).

V južnom pruhu jedľoveckého príkrovu sme zistili výraznú Sn — Ba aureolu (až 960 ppm Sn) sprevádzanú Rb v chloritických fylitoch (profil 59, plocha C), ktoré sú v asociácii so silicitmi a keratofýrovými pyroklastikami. V pyroklastikách sa vyskytuje molybdenit s ferimolybditom (850 ppm Mo) a pyrit (Radvanec — Grecula, 1985). Bonavia — Mac Lean (1986) zaradili výskyt Sn a Mo v tomto type ložísk do skupiny prvkov s koeficientom

obohatenia 1—100 (ruda/hornina) v závislosti od vzdialenosti miesta výlevu fluíd, pričom najmä Sn môže tvoriť významné akumulácie (ťaží sa ako vedľajší produkt). Sn — Ba (Rb) aureola je v južnom pruhu oveľa viac vyvinutá ako v severnom.

Stratiformná sulfidická mineralizácia v medzevskom príkrove (obr. 1) nemá výrazné geochemické aureoly (obr. 7). V porovnaní so severným pruhom (obr. 5) môžeme konštatovať, že najbližšie k výlevu fluida sú vzorky z profilu 53. Bázické horniny (diabázy) medzi profilmi 53—54 zmapoval Rozložník (1965) a Grecula (1972). Obaja konštatovali, že prevažne pyritová vtrúseninová mineralizácia v ich blízkosti je bez chalkopyritu, a preto nemá veľký ekonomický význam. Naše výsledky zo štúdia geochemickej zonálnosti túto skutočnosť potvrdzujú (obr. 7).

Diskusia výsledkov

Spracovaním litogeochemických vzoriek spodného rudonosného horizontu sme získali priestorový obraz o rozmiestnení primárnych geochemických aureol stratiformnej sulfidickej mineralizácie v oblasti Smolník — Štós — Medzev. Na ložisku Smolník a jeho okolí (severný pruh; obr. 1) sme sledovali priestorovú distribúciu prvkov a posúdili perspektívu hĺbkového a horizontálneho vývoja zrudnenia (obr. 2, 3, 4, 5). Z našich pozorovaní vychodí, že hĺbkové pokračovanie ložiska pod 10. horizont je veľmi nepravdepodobné, pretože podľa geochemickej zonálnosti ložisko laterálne vykliňuje (externá časť mineralizácie). Podobne pokračovanie ložiska východným smerom (pod Lastovičí vrch; profil 54, obr. 1, 2) podľa geochemickej zonálnosti nepredpokladáme. Naše zistenia sú v zhode s doteraz známymi geologickými, mineralogickými a izotopnými údajmi a potvrdili ich aj technické práce.

Grecula (1972) zistil, že ložisko Smolník leží v severnom ramene úzkej synklinály, ktorej najnižšia časť je v profile vrtu G-35 (obr. 2). Pyritovo-chalkopyritové zrudnenie nedosahuje podľa autora ani túto hĺbku. Odlišná je predstava Ilavského (1963, 1965, 1968), Ilavského — Kantora (1967), Ilavského — Matkulčíka (1977), ktorí predpokladajú monoklinálne upadanie vulkanosedimentárneho komplexu s bilančným vývojom zrudnenia v hĺbke aj pod 10. horizont.

Z konfrontácie starších názorov, našich štúdií a neúspešného prieskumu na 10. horizonte vychádza, že geologické predpoklady Greculu (1972) sú plne v zhode s naším názorom na hĺbkový a horizontálny vývoj zrudnenia v okolí ložiska Smolník, ktoré sme zistili z geochemickej zonálnosti (obr. 2).

Mineralizácia, ktorá sa nachádza v južnom pruhu stratiformného sulfidického zrudnenia v jedľoveckom príkrove, má vyvinuté všetky aureoly. Výrazná je Sn-Ba (Rb) aureola s vysokým obsahom Sn a Mo (obr. 6). Na podobných ložiskách dosahuje obsah týchto prvkov v rudonosnom horizonte až ekonomicky zaujímavé hodnoty. Z geochemického hodnotenia prognózy zrudnenia odporúčame tento pruh na prieskum.

Rudonosný horizont v medzevskom príkrove má len náznaky Cu-Pb-Ag mineralizácie (aureoly A, B, centrálna časť; obr. 7) a z hľadiska prognóz sa v celej oblasti hodnotí najnižšie. Tieto závery sú v súlade s predchádzajúcim prieskumom, ktorý sa tu realizoval (Rozložník, 1985; Grecula — Kucharič, 1985).

Porovnanie výsledkov a model vzniku stratiformnej mineralizácie

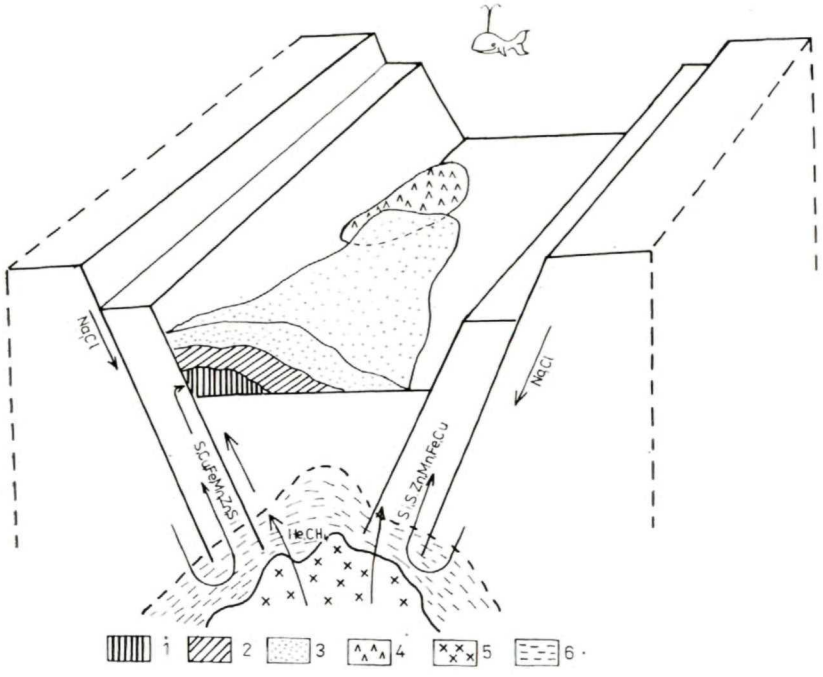
Súčasná znalosť priestorovej distribúcie mineralizácie a geochemická zonálnosť v oblasti Smolníka (severný pruh v jedľoveckom príkrove) dovoľuje z pohľadu

genézy porovnať stratiformnú sulfidickú mineralizáciu okolia Smolníka s podobnými typmi mineralizácie. Na základe porovnania s ložiskami podobného typu s podobnými geologickými údajmi sme vyčlenili oblasti, ktoré sú najbližšie k výlevu fluida (tu môžeme najskôr predpokladať mineralizáciu v bilančnom vývoji; pole A, B; obr. 4, 5, 6, 7).

Masívne liate rudy vznikajú v blízkosti najintenzívnejšieho pôsobenia fluida, t. j. blízko jeho výlevu na morské dno. Vtrúseninová mineralizácia sa nachádza v okrajových častiach ložísk (Eldridge et al., 1983). Zmeny v usporiadaní mineralizácie smerom z masívnych a zvrstvených (Pb-Zn) ± Cu rúd k okrajovej rozptýlenej mineralizácii tvorenej pyritom a pyrotínom sú opisované aj na Brunswických telesách stratiformných sulfidických rúd (van Staal — Williams, 1984). Najbližšie k miestu výlevu fluida vznikol chalkopyrit, potom galenit a sfalerit. Závislosť zvyšovania pomeru Zn, ± Pb/Cu na vzdialenosti od výlevu geochemicky aktívneho fluida je na stratiformných ložiskách podobného typu známa napr. zo švédskych a nórskych kaledoníd (Sundbllad, 1981), z ložísk južnej Afriky (Middleton, 1976 in Plimer, 1985) a v iberskom pyritovom páse (Strauss — Madel, 1974). V rámci vzájomného vzťahu Pb a Zn je známe, že chloridové komplexy s Pb sú stabilnejšie vo fluide pri vyšších teplotách (320—350 °C) než chloridové komplexy so Zn (Helgenson, 1969), a preto v blízkosti výlevu fluida na dno bazénu sa nachádzajú rudy bohatšie na galenit a vo vzdialenejších častiach je hojnejší sfalerit. Pribúdanie Ba v externých zónach (prípadne barytu) je opísané na sulfidických stratiformných ložiskách Austrálie (Plimer, 1985). Niektoré ložiská obsahujú v týchto zónach veľa Sn. Na ložisku Sullivan (Kanada) prekrývajúci stratiformný horizont obsahuje kassiterit (Walker et al., 1975). V iberskom pyritovom páse je zase v najvrchnejších polohách stratiformných rúd prítomný stanín (Kersabiec — Roger, 1976 in Plimer, 1985). Aj kryštalizácia sprievodných kysličníkov v stratiformnej sulfidickej mineralizácii je závislá od vzdialenosti od centra výlevu fluíd (zvyšujú sa hodnoty Eh a f_{O_2} fluida; hodnoty sú závislé aj od hĺbky sedimentačného bazénu). V prechodnej až externej časti sulfidickej mineralizácie často kryštalizuje rutil, anatas a ilmenit. Najexternejšie prejavy vplyvu fluíd indikujú polohy čiernych, červených a zelených jaspisov a hematitových kvarcitov (Plimer, 1985).

Rutil opísal v externej časti stratiformnej mineralizácie (Sn, Ba, ± Rb aureola) v južnom pruhu jedľoveckého príkrovu Radvanec — Grecula (1985). Existencia hematitových kvarcitov a jaspilitov je známa z mnohých miest výskytu stratiformnej sulfidickej mineralizácie gemerika.

Z doteraz známych údajov sme doplnili o geochemickú zonálnosť model vzniku stratiformnej polymetalickej mineralizácie viazanej v spodnom rudonosnom horizonte gemerika (obr. 8). Model urobil na základe paleogeografickej a paleotektonickej rekonštrukcie staropaleozoickej sedimentačnej provincie gemerika Grecula (1982). Vznik stratiformnej polymetalickej sulfidickej mineralizácie súvisí s významnými, hlboko siahajúcimi diskontinuitami, resp. zónami diskontinuít transkrustálneho významu, ktoré boli súčasťou vyvíjajúceho sa staropaleozoického riftového systému. Hlboko preniknutá morská voda sa obohacuje o kovové prvky. V hĺbke sa mieša s pôvodne magmatickými a metamorfnými fluidami. Zvyšuje svoju geochemickú aktivitu, schopnosť mobilizovať kovy zo silikátov a prenášať ich. V podobe geochemicky aktívneho fluida sa vracia na morské dno. Reakciami medzi morskou vodou, fluidom a horninou vznikajú stratiformné polymetalické rudy (Hutchinson et al.,



Obr. 8. Schematický model vzniku stratiformnej sulfidickej mineralizácie v oblasti Smolník — Štós — Medzev. 1 — masívne liate pyritové rudy — geochemická aureola Cu, Ag, As, ± Pb, ± Zn, 2 — vtrúseninová pyritovo-chalkopyritová mineralizácia — geochemická aureola Zn, ± Sn, 3 — vtrúseninová pyritovo-pyrotínová mineralizácia — geochemická aureola Sn, Ba, ± Rb, 4 — keratofýry a ich pyroklastiká s Mo mineralizáciou, 5 — magmatický kozub, 6 — zóna termickej metamorfózy a miešania metamorfných a magmatických fluíd a morskej vody
Fig. 8. Schematic model of the origin of stratiform sulphide ore mineralization in the Smolník — Stós — Medzev area. 1 — massive pyrite ores — geochemical halo of Cu, Ag, As, ± Pb, ± Zn, 2 — disseminated pyrite-chalcopyrite ore mineralization — geochemical halo of Zn, ± Sn, 3 — disseminated pyrite-pyrrhotite ore mineralization — geochemical halo of Sn, Ba, ± Rb, 4 — keratophyres and their pyroclastics with Mo mineralization, 5 — magmatic chamber, 6 — zone of thermic metamorphosis and mixing of metamorphic magmatic fluids and sea water respectively

1980; Grecula, 1982; Plimer, 1985; Rona, 1986). Schematicky znázornené geochemické aureoly vychádzajú z doteraz uvedených skutočností (obr. 8). Najbližšie k miestu výlevu fluíd v spodnom rudonosnom horizonte gemerika sú masívne liate pyritové rudy indikované geochemickou aureolou Cu, Ag, As, ± Pb, ± Zn (centrálna časť). Vtrúseninová pyritovo-chalkopyritová mineralizácia je vyvinutá v susedstve (prechodná časť) miesta výlevu fluíd a indikuje ju Zn, ± Sn aureola. Externá časť mineralizácie (vtrúseninová pyritovo-pyrotínová) je vyvinutá v miestach najviac vzdialených od výlevu fluíd a indikuje ju Sn, Ba, ± Rb aureola.

Záver

Spracovaním vzoriek spodného rudonosného horizontu sme vyčlenili primárne geochemické aureoly sulfidickej strati-

formnej mineralizácie.

Geochemická aureola so zvýšeným obsahom prvkov Sn, Ba, ± Rb je vyvinutá v externej zóne z hľadiska priestorovej zonálnosti mineralizácie. Asociácia Zn, ± Sn je najvýraznejšia v prechodnej časti rudonosnej polohy a v blízkosti centra zrudnenia (najbližšie k výlevu fluíd) je najvyšší obsah Cu, As, Ag, ± Pb, ± Zn (obr. 5, 6, 7, 8).

Na základe týchto zistení a porovnaní so svetovými ložiskami podobného typu sme prognózne hodnotili výskyt tohto typu mineralizácie v oblasti Smolník — Štós — Medzev (vrátane ložiska Smolník). Z nášho štúdia vychodí, že pokračovanie ložiska Smolník v hĺbke (pod 10. horizontom) a východným smerom pod Lastovičí vrch je nereálne, pretože podľa geochemickej zonálnosti ložisko končí. Na základe geochemickej zonálnosti je nádejná oblasť Kotlinca (predpokladané vulkanické centrum), kde je vyvinutá výrazná Sn aureola s vysokým obsahom Mo. Stratiformná mineralizácia v medzevskom príkrove je najmenej prognózna a bilančné pyritovo-chalkopyritové zrudnenie tu nie je vyvinuté.

Štúdiom geochemickej zonálnosti a jej distribúcie sme v oblasti Smolník — Štós — Medzev urobili etalón stratiformnej sulfidickej mineralizácie, ku ktorému budeme porovnávať aj náhodne odobrané vzorky z ostatnej časti SGR, pretože pri prognózovaní stratiformnej mineralizácie je dôležité zaradiť odobranú vzorku podľa geochemických aureol (A, B, C). Takto zistíme polohu odobraných vzoriek v rámci priestorovej distribúcie zrudnenia a podľa toho posudzujeme perspektívu prieskumu tohto typu mineralizácie z geochemického hľadiska.

Literatúra

Bonavia, F. F. — MacLean, H. W. 1986: Geology and ore enrichment factors at the Radiore mine, Quebec. *Min. Deposita, 21, 137—146.*

Čillík, I. 1953: Smolník — pyrit, graf. prílohy. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Eldridge, S. C. — Barton, B. P. — Ohmoto, H. 1983: Mineral Textures and their bearing on formation of the kuroko orebodies. *Econ. Geol. Monogr., 5, 241—281.*

Grecula, P. 1972: Problémy stratiformných ložísk kýzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. *Miner. slov., 4, 15, 117—135.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Miner. slov. — Monogr., Bratislava, Alfa, 263 s.*

Grecula, P. — Kucharič, L. 1985: Čiastková záverečná správa SGR — geofyzika — VP, rudy a nerudy. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Helgenson, N. C. 1969: Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Science, 267, 729—804.*

Hutchinson, R. W. — Fyfe, W. S. — Kerrich, R. 1980: Deep fluid penetration and ore deposition. *Miner. Sci. Engng., 12, 107—120.*

Ilavský, J. 1963: Stratigrafické kritériá pre vyhľadávanie metasomatických a sediment. rúd v gemeridách. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Ilavský, J. — Litavec, J. 1965: Prognózy exhalačno-sedimentárnych kýzových rúd v okolí Smolníka. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Ilavský, J. — Kantor, J. 1967: Geologický vývoj Slovenska vzhľadom na akumuláciu nerastných surovín. *In: Nerastné suroviny Slovenska, Bratislava.*

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

Ilavský, J. — Matkulčík, E. 1977: Projektová štúdia na ďalšie vyhľadávanie pyrit-meďnatých a polymetalických rúd v okolí Smolníka (SGR). [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 81 s.*

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

Lemiere, B. — Delfour, J. — Moine, B. — Piboule, M. — Ploquin, A. — Snard, P. — Tegyey, M. 1986: Hydrotermal alteration and formation of aluminious haloes around sulfide deposits. *Min. Deposita, 21, 147—155.*

Onačila, D. 1982: Zhodnotenie prognóz východnej časti smolníckeho rudného poľa

s ohľadom na Cu rudy a návrh ďalšieho prieskumu. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 239 s.*

Plimer, R. I. 1985: Advanced cource: Submarine exhalative ores. *Prague, Geological Survey, 394 s.*

Radvanec, M. — Grecula, P. 1985: Geochemické anomálie Sn a Mo v rudonosnom vulkanickom horizonte staršieho paleozoika Gemerika. *Miner. slov., 17, 565—571.*

Radvanec, M. — Ťapák, J. 1985: Multivariačné matematické metódy. Prognózovanie nerastných surovín pomocou matematických metód. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Rona, P. A. 1986: Mineral deposit from seafloor Hot-Springs. *Scientific American, 1.*

Rozložník, O. 1965: Záverečná správa z VP Medzev-okolie. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 245 s.*

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

Sundblland, K. 1981: Chemical evidence for and implication of a primary FeS phase in Ankar vattnet Zn-Cu-Pb massive sulphide deposit, Central Swedish Caledonides. *Min. Deposita, 16, 129—146.*

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

Walker, R. R. — Matulich, A. — Amos, A. C. — Watkins, J. J. — Mannard, G. W. 1975: The geology of the Kidd Greek Mine. *Econ. Geol., 70, 80—89.*

Geochemical zoning of stratiform sulphide ore mineralization in the Smolník — Štós — Medzev area, Eastern Slovakia

Sulphide stratiform ore mineralization, bound on the Lower ore bearing horizon, which is the part of the Lower variegated volcanic complex is widely spread in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., even if it is not as economically important as vein mineralization. It is mined out near Smolník and prospecting is being performed in the Mníšek nad Hnilcom area.

We have attempted to evaluate prognostically the mineralization in the Smolník — Štós — Medzev area using geochemical zoning and its comparison with similar deposits in the world. We have worked out an etalon of this type of mineralization — the Smolník deposit — and we have compared other sample from the ore-bearing horizon with it. The zoning was made using the factor analysis of the R type. The results were checked by mineralogical zoning on the deposit. Geochemical halo with increased contents of Sn and Ba is developed in the external zone, from the point of view of spatial zoning of mineralization. The Zn, ± Sn association is the most significant in transition part of the ore-bearing horizon and in the vicinity of ore mineralization centre, the highest contents of Cu, As, Ag, ± Pb, ± Zn are closet to the effusion of fluids.

It stands out from our study that the continuation of the Smolník deposit in the depth (under the 10th horizon) and eastward is not real, because the deposit finishes according to the geochemical zoning. The Kotlinec area (the southern strips of stratiform ore mineralization in the Jedľovec nappe), where a distinct halo of Sn with high contents of Mo is developed, is more prospective on the basis of this zoning. Stratiform mineralization in the Medzev nappe is the least prospective and the balance mineralization is not developed here.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

O. Lintnerová: **Geochémia karbonátov: porovnávacie štúdium hornín z Malých Karpát a z predneogénneho podložia viedenskej panvy** (Bratislava 12. 3. 1987)

Od roku 1983 sa v rámci spolupráce s naftovým a plynárenským priemyslom podieľame (GÚ CGV SAV) na komplexnom vyhodnocovaní vrtných jadier z vrtov, ktoré prenikli do podložia viedenskej panvy. Zároveň s tým sme dostali úlohu preskúmať priľahlé okolie viedenskej panvy, príkrovových častí Malých Karpát. Okrem hlavného záujmu — vyhľadávania ropy a zemného plynu — sa vo viedenskej panve kladie dôraz na koreláciu alpských a karpatských jednotiek.

Geochemické štúdium v Malých Karpatoch sa sústredilo na charakteristiku triasových vápencov a dolomitov z vyšších subtatranských príkrovov v Bielom pohorí Malých Karpát (oblasť medzi Sološnicou a Smolenicami). Vzorky sme odoberali z litostratigrafických profilov, ktoré mali ujasniť stratigrafiu a tektoniku týchto príkrovov. Z viedenskej panvy sme komplexne vyhodnotili vrty: Borský Jur-16, 17, Kuklov-3, Senica-1 a 2. Uvedené vrty zachytili v predneogénnom podloží len vrchnotriasový dolomit (hauptdolomit), len vrt Kuklov-3 (hĺbka 5502 m) ho prevŕtal a prešiel cez oponické a lunzské vrstvy do reiflinského vápenca (vrchný anis). Podobný vrstvový sled okrem hlavného dolomitu sa navŕtal v Malých Karpatoch vo vrte Dobrá Voda-1.

Pri geochemickej charakteristike karbonátových hornín sme zohľadňovali % kalcitu, dolomitu a NZ, obsah SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, K_2O, Na_2O, B, Ba, Ti, Mn, Co, Cr, Ni, Pb, Cu, V, U a Th. Tieto údaje nám slúžia na klasifikáciu horniny, posúdenie zdroja NZ, dynamiky sedimentačného prostredia a postdiagenetických procesov. Obsah Sr, Na, (K), Zn, Mn, Fe (metóda AAS) využívame na určenie podmienok vzniku a diagenézy karbonátových hornín. Okrem toho zisťujeme mineralogické zloženie NZ. Geochemické štúdium má za cieľ: 1. vytvoriť základný porovnávací súbor s detailnou charakteristikou študovaných karbonátových hornín, 2. posúdiť možnosti využitia Na (K) ako indikátora paleosalinity, 3. určiť podmienky vzniku a diagenézy karbonátov (faciálna analýza), 4. na základe geochemických charakteristík posúdiť, prípadne doplniť prepracovanú koncepciu príkrovovej stavby vyšších subtatranských príkrovov v Malých Karpatoch, 5. porovnať karbonátové horniny z vrtov z podložia viedenskej panvy a z vyšších príkrovov.

Mineralia slov.
19 *(1987), 5, 457—467*

Výskyt Te minerálov v kremnickom rudnom rajóne

ĽUBOSLAV MAŤO,* MILAN HÁBER,* JURAJ KNÉSL**

* Geologický ústav CGV SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
** Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť Banská Bystrica, Kyncelová 10, 974 01 Banská Bystrica

Doručené 12. 3. 1987

Минерализованные зоны телуристых минералов в кремницком рудном районе, Средняя Словакия

В 1986 году в кремницком рудном районе в скважине КВШ-20 на глубине 629 метров определена телуровая минерализация. В кварцево-кальцитовом прожилке примерно 50 см мощности со золотоносной и полиметалической минерализацией (сфалерит, галенит, халькопирит и пирит) были определены гессит и также наличие пока неопределённого сульфаантимонит-телурида серебра (описан как X-фаза). Кроме этого имеется повышенное изоморфное содержание телура и селена в сульфасоли серебра и серебро содержащим тетраэдрита в кварцевой Шрэменной жиле. В работе приведена детальная идентификация гессита.

The occurence of Te-minerals in the Kremnica ore district, Middle Slovakia

In 1986 the presence of Te-mineralization was ascertained in the Kremnica ore district, in the KVŠ-20 borehole at the depth of about 629 m. Hessite has been identified in quartz-carbonate vein, cir. 50 cm thick, with gold and polymetallic mineralization (sphalerite, galena, chalcopyrite and pyrite). The presence of up to now non-identified sulphoantimony-telluride of silver (described as an X-phase) has been ascertained, too. In addition to it, the presence of more intensive isomorphous concentrations of Te and Se in sulphosalts of Ag and in Ag-tetrahedrite in quartz filling of the Schrämen vein has been discovered. Detailed identification of hessite is presented in the work.

Te mineralizácia v drahokovových ložiskách spätých s vulkanickou činnosťou sa vo svete vyskytuje relatívne často (Juško — Zacharova et al., 1986). Jej ojedinelý výskyt na vulkanických ložiskách na Slovensku sa okrem dávneho nálezu tetradymitu pri Župkove (Zepharovich, 1859) podarilo zistiť len nedávno použitím rtg mikroanalyzátora v Slanských vrchoch (Zlatá Baňa; Ďuďa — Krištín, 1978; Ďuďa, 1981) a v Javorí (vrt KJ-27; Stankovič, 1986).

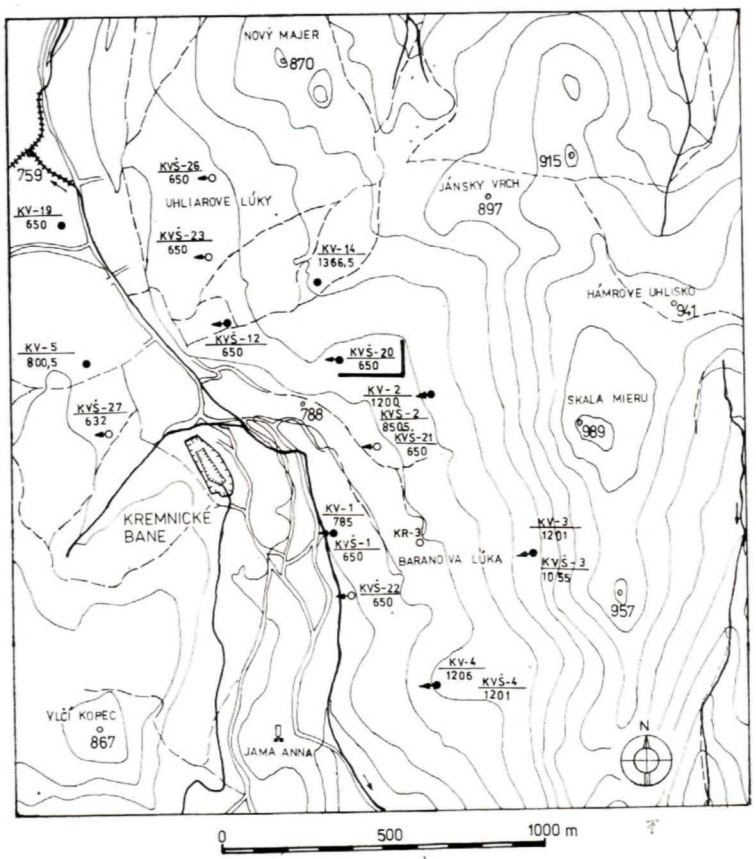
Na našom najznámejšom, do roku 1970 viac ako tisíc rokov exploatovanom drahokovovom ložisku Kremnica sa prítomnosť

minerálov telúru doposiaľ nezistila. Otázka ich možnej prítomnosti alebo príčin absencie sa stala aktuálnou s obnovením geologickoprieskumnej a výskumnej činnosti v kremnickom rudnom rajóne v roku 1979. Odvŕtalo sa niekoľko hlbokých vrtov (od 500 do 1500 m), v ktorých sa v rôznych vertikálnych úrovniach zistilo väčšie množstvo len niekoľko centimetrov mocných kremeňovo-karbonátových žiliek s polymetalickou mineralizáciou. Miškovic (1985; vrt KVŠ-3, hĺbka cca 948 m) zistil v tejto mineralizácii po prvýkrát prítomnosť bližšie neidentifikovaného minerálu telúru (hessit ?).

V roku 1986 sa predovšetkým vo vrte KVŠ-20 potvrdili predpoklady o významnejšej prítomnosti Te mineralizácie v kremnickom rudnom rajóne. Identifikoval sa hessit, zistila sa prítomnosť zatiaľ neidentifikovaného minerálu sulfoantimonoteluridu striebra (fáza X) a zvýšený izomorfný obsah Te a Se v sulfosoliach Ag a v Ag tetraedrite kremennej výplne Schrämenovej žily.

Geologicko-ložiskové a mineralogické pomery

Kremnické drahokovové ložisko sa nachádza uprostred rozsiahleho rudného rajónu v centrálnej časti Kremnických vrchov. Kremenné zlatonosné žily vytvárajú vejárovité smerom na povrch sa rozvetvujúce systémy veľkého počtu drobných, často protisklonných žiliek. Koncen-



Obr. 1. Situačná mapa okolia Kremnických Baní s lokalizáciou vrtov. 1 — zvislé a šikmé vrty, 2 — šikmé vrty (do r. 1986)
Fig. 1. Situation map of the Kremnické Bane neighbourhood with localization of boreholes. 1 — perpendicular and oblique boreholes, 2 — oblique boreholes (by the end of 1986)

trujú sa do dvoch hlavných žilných systémov v centre rudného rajónu, ktorý tvorí zlatostudnianska vulkanická formácia propylitizovaných pyroxenických andezitov vrchnobádenského veku (Konečný et al., 1983).

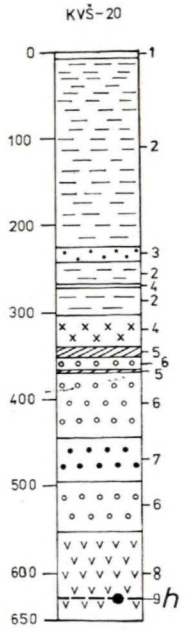
Prvý žilný systém, ktorého severné pokračovanie je v súčasnosti objektom intenzívnej prieskumnej činnosti, má známu smernú dĺžku okolo 6,5 km a v oblasti Šturca mocnosť až 90 m. Monotónnu žilnú výplň tvorí kremeň-adulár a zhluky sulfidov II. prínosovej periódy (v zmysle Böhmera, 1966) s menším podielom karbonátov. V nej sú rozptýlené Au, sulfidy a sulfosoli Ag, sulfidy Pb, Zn, Cu a iné minerály mikroskopickej a submikroskopickej veľkosti.

Overovaním severného pokračovania 1. žilného systému v okolí Kremnických Baní (obr. 1) sa zistilo, že rudné žily v tejto oblasti pokračujú pod úroveň Hlavnej dedičnej štôlne (270 m n. m.), pričom tu dochádza k výraznej zmene charakteru rudnej mineralizácie. Charakterizuje ju prítomnosť komplexných drahokovovo-polymetalických rúd, ktorých ekonomicky najvýznamnejšou zložkou je striebro.

Šikmý vrt KVŠ-20, v ktorom sa zistili Te minerály, je situovaný 350 m na SV od Kremnických Baní a dosiahol hĺbku 650 m. Prechádza komplexom propylitizovaných pyroxenických andezitov, andezitových tufov až tufobrekcií s premenlivým obsahom pyritu a početnými kremeňovo-karbonátovými žilkami (obr. 2).

Zvlášť intenzívne sa kremeňovo-karbonátové žilky s polymetalickou mineralizáciou vyskytujú v intervale 620—650 m. Majú mocnosť od niekoľkých centimetrov do 0,5 m a úklon 60°—80° k osi vrtu.

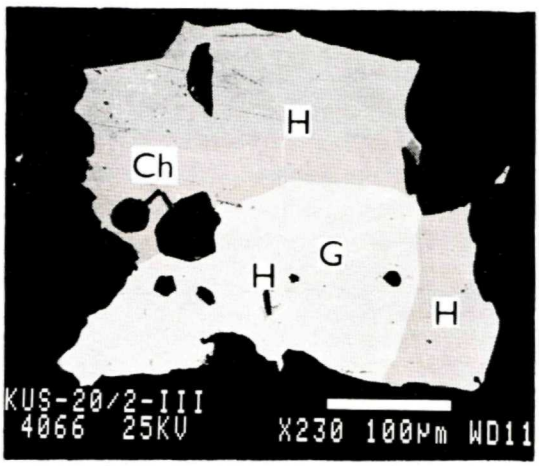
Žilnú výplň tvorí masívny kremeň a karbonáty, v ktorých sa vyskytujú vtrúsené rudné minerály. Tvoria zvyčajne drobné zhluky veľkosti do 0,5 cm koncentrované najmä na okraji žiliek, na zložení ktorých sa podieľa: pyrit, sfalerit, chalkopyrit, galenit, minerály Te (hessit, sulfoantimonotelurid striebra = fáza X), zlato.



Obr. 2. Geologický profil vrtom KVŠ-20. 1 — zemitý pokryvný materiál s úlomkami andezitov a ílovými minerálmi, 2 — sivé propylitizované andezity impregnované pyritom, 3 — tufobrekcie (fragmenty tvorené andezitmi) impregnované pyritom, 4 — dioritové porfyrity impregnované pyritom, 5 — celistvé, jemnozrnné tufy, 6 — propylitizované andezity impregnované pyritom, 7 — andezitové tufy až tufobrekcie, 8 — dioritové porfýry intenzívne impregnované pyritom, 9 — kremeňovo-karbonátové žilky so zhlukmi rudných minerálov s identifikovaným hessitom (H)

Fig. 2. Geological profile through the KVŠ-20 borehole. 1 — earthy covering material with fragments of andesites and clay minerals, 2 — grey propylitized andesites impregnated with pyrite, 3 — tuffbreccias (fragments formed by andesites), impregnated with pyrite, 4 — diorite porphyrite impregnated with pyrite, 5 — massive fine-grained tuffs, 6 — propylitized andesites impregnated with pyrite, 7 — andesite tuffs to tuffbreccias, 8 — diorite porphyrite intensively impregnated with pyrite, 9 — quartz-carbonate veinlets with accumulations of ore minerals with identified hessite (H)

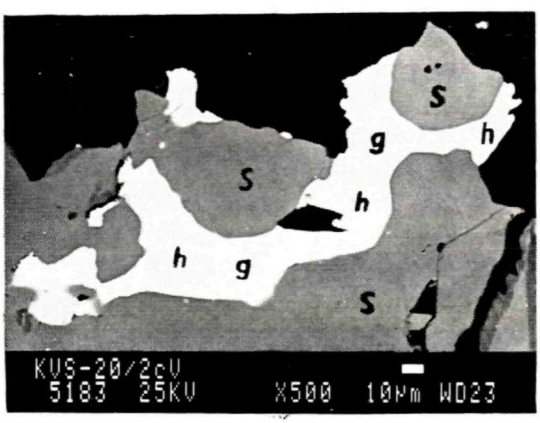
Ich celkové zastúpenie v žilnej výplni je relatívne nízke. Jednotlivé zrná dosahujú veľkosť maximálne 1 mm. Sú (okrem idiomorfných kryštálikov pyritu) alotriomorfne obmedzené. Často sa navzájom prerastajú a len ojedinele (Sn, Au a pyrit) vystupujú v podobe samostatných zŕn. Približná modálna analýza obsahov rudných minerálov ukazuje absolútnu prevahu sfaleritu (cca 40 %) a galenitu (cca 32 %), nižší obsah chalkopyritu (cca 10 %), pyritu (cca 15 %) a nízke zastúpenie zlata, hessitu, prípadne ďalších minerálov (cca 3 %). Distribúcia jednotlivých minerálov na žilkách je veľmi variabilná.



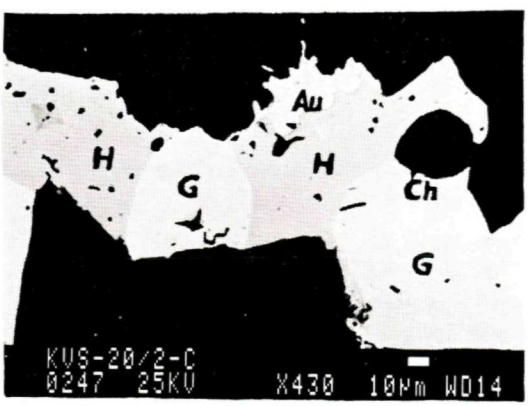
Obr. 4. Agregát hessitu — galenitu v kremeni, zv. 230×
Fig. 4. Hessite — galena aggregate in quartz, magn. ×230

Hessit

Výskyt: Vzorky študovaného hessitu pochádzajú z polymetalickej minerálnej asociácie v kremeňovo-karbonátovej žile mocnosti 0,5 m z hĺbky 629 m vrtu KVŠ-20. Vyskytuje sa v podobe samostatných hypidiomorfne a alotriomorfne obmedzených zŕn veľkosti X0—X00 μm v kremeni, galenite a v chalkopyrite. Spolu s galenitom vypĺňajú drobné puklinky a žilky vo sfalerite (obr. 3), resp. s chalkopyritom v pyrite. Najčastejšie však hessit vytvára agregát alotriomorfných zŕn s galenitom (obr. 4), chalkopyritom, zlatom, pyritom a sfaleritom (obr. 5). Zo štúdia vzájomných vekových vzťahov rudných minerálov je zrejmé, že hessit vznikal spolu so zlatom a neidentifikovanou minerálnou fá-



Obr. 3. Žilka agregátu hessitu — galenitu vo sfalerite, zv. 500×
Fig. 3. Veinlets of hessite — galena aggregate in sphalerite, magn. ×500



Obr. 5. Agregát zŕn hessitu, galenitu, chalkopyritu a zlata v kremeňovo-karbonátovej žilovine, zv. 430×
Fig. 5. Aggregate of grains of hessite, galena, chalcopyrite and gold in quartz-carbonate vein stuff, magn. ×430

zou X (sulfoantimonoteluridu Ag) v záverečných fázach kryštalizácie žilnej výplne.

Optické vlastnosti: V odrazenom svetle je hessit svetlohnedokrémový až biely. Dvojodraz (je pozorovateľný len v imerzii) aj stupeň anizotropie závisí od rezov minerálu v ploche nábrusu. Na niektorých rezoch je anizotropia slabo pozorovateľná, no na iných je silná, s typickými farebnými efektmi prevažne hnedastých, zriedkavo aj zelenkastých odtieňov. Takmer vo všetkých zrnách je možné pozorovať veľmi jemné, v literatúre opisované lamelárne zdvojčatenie (pravdepodobne premena z fázy α na fázu β hessitu). Vnútorné reflexy sa nepozorovali.

Spektrum odraznosti hessitu sa študovalo na zdokonalenom spektrofotometri MSFP-2 v Mineralogickom laboratóriu IGEM AN ZSSR v Moskve (Vjaľsov). Ako štandard sa použil kryštál kremíka (Si), objektív 21×0,40, priemer fotometrovanej plochy 15 μm. Všetky merané rezy sa merali v prísne kolmej polohe k optickej osi mikroskopspektrofotometra pomocou špeciálneho stolíka zabezpečujúceho presnosť nastavenia 15—20″. Presnosť merania je ±2 % rel. Hodnoty R hessitu sa uvádzajú v tab. 1. Spektrálna krivka odraznosti sa uvádza v obr. 6. Vzhľadom na veľmi slabý efekt bireflexie na sledovaných zrnách hessitu sa nedali stanoviť hodnoty Rg a Rm. Namerali sa len hodnoty, ktoré zodpovedajú tabuľkovým hodnotám Rm, pričom charakter krivky z hodnôt Rm′ sa len nepatrne odlišuje od tabuľkových hodnôt (Vjaľsov, 1973). V ďalšom štúdiu bude potrebné hľadať také rezy minerálu, v ktorých by sa zistili maximálne hodnoty bireflexie.

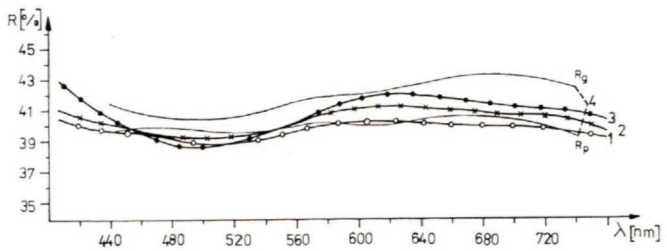
Mikrotvrdosť hessitu sa zisťovala pomocou mikrotvrdomeru PMT-3 použitím 5 g

TAB. 1

Odraznosť hessitu
Reflectance (R in per cent) of hessite

λ	1	2	3	4		5	
nm	Rm′	Rm′	Rm′	Rg	Rm	Rg	Rm
400	40,8	41,0	43,2				
420	40,1	40,6	41,9			37,4	39,6
440	39,7	40,0	40,5	41,5	39,6		
460	39,4	39,6	39,5	40,8	40,0	38,2	39,3
480	39,1	39,3	38,8	40,7	39,9		
500	38,9	39,1	38,5	40,6	39,7	38,8	39,0
520	38,8	39,2	39,0	40,6	39,5		
540	39,3	39,6	39,5	41,0	39,7	39,8	38,8
560	39,6	40,1	40,2	41,7	40,2		
580	40,0	40,8	41,0	42,0	40,2	40,6	38,8
600	40,1	41,1	41,7	42,0	40,0		
620	40,2	41,2	42,0	42,3	40,1	41,3	38,9
640	40,1	41,1	41,7	42,7	40,4		
660	40,0	41,0	41,7	43,0	40,7	41,8	39,5
680	39,9	40,8	41,5	43,2	40,3		
700	39,8	40,7	41,2	43,2	40,3	41,8	39,2
720	39,7	40,6	41,0	42,9	39,9		
740	39,5	40,1	40,8	42,6	39,3	42,6	39,0
760	39,2	39,5	40,3				

1—3 — hessit, Kremnica, 4 — hessit, Vjaľsov (1973), 5 — hessit, Bessmertnaja et al. (1973)



Obr. 6. Spektrálne krivky odraznosti hessitu (1—3 — Kremnické Bane, 4 — hessit; Vjaľsov, 1973)
Fig. 6. Spectral curves of hessite relfectance (1—3 — Kremnické Bane, 4 — hessite; Vjaľsov, 1973)

závažia pri expozícii 10 s a presnosti merania 4 % rel. Odtlačky spravidla kosoštvorcového tvaru, zvýrazňujúce anizotropiu tvrdosti 1. radu K_{H1} v zmysle Lebedevovej (1963), boli pravidelné, s mierne konkávnym prehnutím strán. I pri použití malého závažia veľmi často vznikali „dislokácie" minerálu, paralelné s „uhlopriečkami" odtlačku. Tieto dislokácie pravdepodobne naznačujú inak v nábruse nepozorovateľnú štiepateľnosť hessitu. Celkove sa študovalo 20 odtlačkov a zistila sa tvrdosť VH v rozmedzí 24,6—40,7 kp/mm^2 (240—400 MPa). Maximálna hodnota anizotropie tvrdosti na jednom odtlačku dosiahla hodnotu 25,4—40,7 a koeficient anizotropie K_{H1} = 1,6. Zistené hodnoty VH hessitu dobre korešpondujú s údajmi v literatúre (Bowie — Taylor, 1958; Young — Millman, 1964; Burke, 1967; Lebedeva, 1963; Bessmertnaja et al., 1973).

Chemické zloženie hessitu (vzorky 1—5 v tab. 2) sa zisťovalo pomocou rtg mikroanalyzátora Cameca MS-46 v laboratóriu IGEM AN ZSSR v Moskve (Ľjaputina) pri prevádzkovom napätí 20 kV, rtg čiarach K_α pre Ag, Cu, S a L_α pre Te, Sb, Se. Korekcie sa vypočítali pomocou programu „PUMA" (Boronichin — Cepin, 1980). Ďalšie semikvantitatívne analýzy hessitu (vzorky 6—10 v tab. 2) sa získali pomocou EDAXu-Jeol 711 na pracovisku mikrosondy GÚDŠ v Bratislave (Krištín). Výsledky analýz uvádza tab. 2.

V analýzach hessitu vidieť určité variácie v obsahu Ag a Te. Okrem hlavných prvkov sa zistil nižší, ale stabilný obsah Sb, Se a S a zriedkavý obsah Au, Cu

TAB. 2

Chemické zloženie hessitu a fázy X (sulfoantimonoteluridu striebra)
Chemical composition of hessite and X-phase (sulpho-antimony-telluride of silver)

	Ag	Au	Cu	Pb	Sb	Te	Se	S	Súčet
1	63,42	—	0,03	—	0,43	36,40	0,02	0,26	100,56
2	63,69	0,02	—	—	0,43	36,16	0,16	0,17	100,63
3	62,10	—	—	—	0,33	35,46	0,09	0,25	98,23
4	62,63	—	—	—	0,43	35,11	0,09	0,17	98,43
5	64,75	—	0,37	—	11,37	17,80	0,03	7,63	101,98
6	59,58			—		39,99		0,43	
7	61,02			—		38,90		0,07	
8	60,37			—		39,63		—	
9	60,94			—		38,83		0,23	
10	57,32			3,31		38,19		1,17	

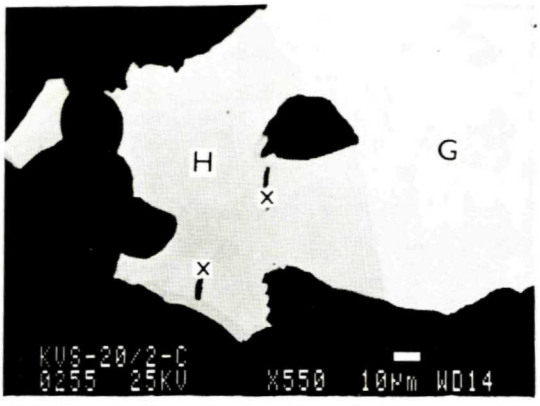
Vzorky 1—4 a 6—10 — hessit, vzorka 5 — fáza X

a Pb. Kryštalochemický vzorec (priemerné hodnoty z analýz 1—4) hessitu je Ag_2 ($Te_{0,96}Sb_{0,09}$). Jeho ideálny vzorec, prepočítaný na 3 atómy, je Ag_2Te.

Rtg identifikácia hessitu sa vykonala pomocou práškového difraktogramu mikromnožstva minerálu, získaného z nábrusu vyrypnutím niekoľkých zrniečok (90—100 μm) pod mikroskopom, v komôrke RKD — 57,3 mm Fe žiarením bez filtra a expozícii 5 hod. v rtg laboratóriu IGEM AN ZSSR v Moskve (Basova). Vzhľadom na malý počet difrakčných línií a na nižšiu (monoklinickú) súmernosť minerálu sa zatiaľ nepodarilo stanoviť parametre elementárnej bunky. Medzirovinné vzdialenosti a hodnoty intenzity línií vykazujú veľkú zhodu s tabuľkovými hodnotami hessitu (Berry — Thompson, 1962; Michejev, 1957; tab. 3).

Fáza X (sulfoantimonotelurid striebra ?)

Pri mikroskopickom štúdiu sa pri relatívne veľkom zväčšení (cca 500×) zistila na okraji niekoľkých zŕn hessitu minerálna



Obr. 7. Neidentifikovaný lem fázy X na hessite v agregáte s galenitom, zv. 550×
Fig. 7. Non-identified hem of X-phase on hessite in aggregate with galena, magn. ×550

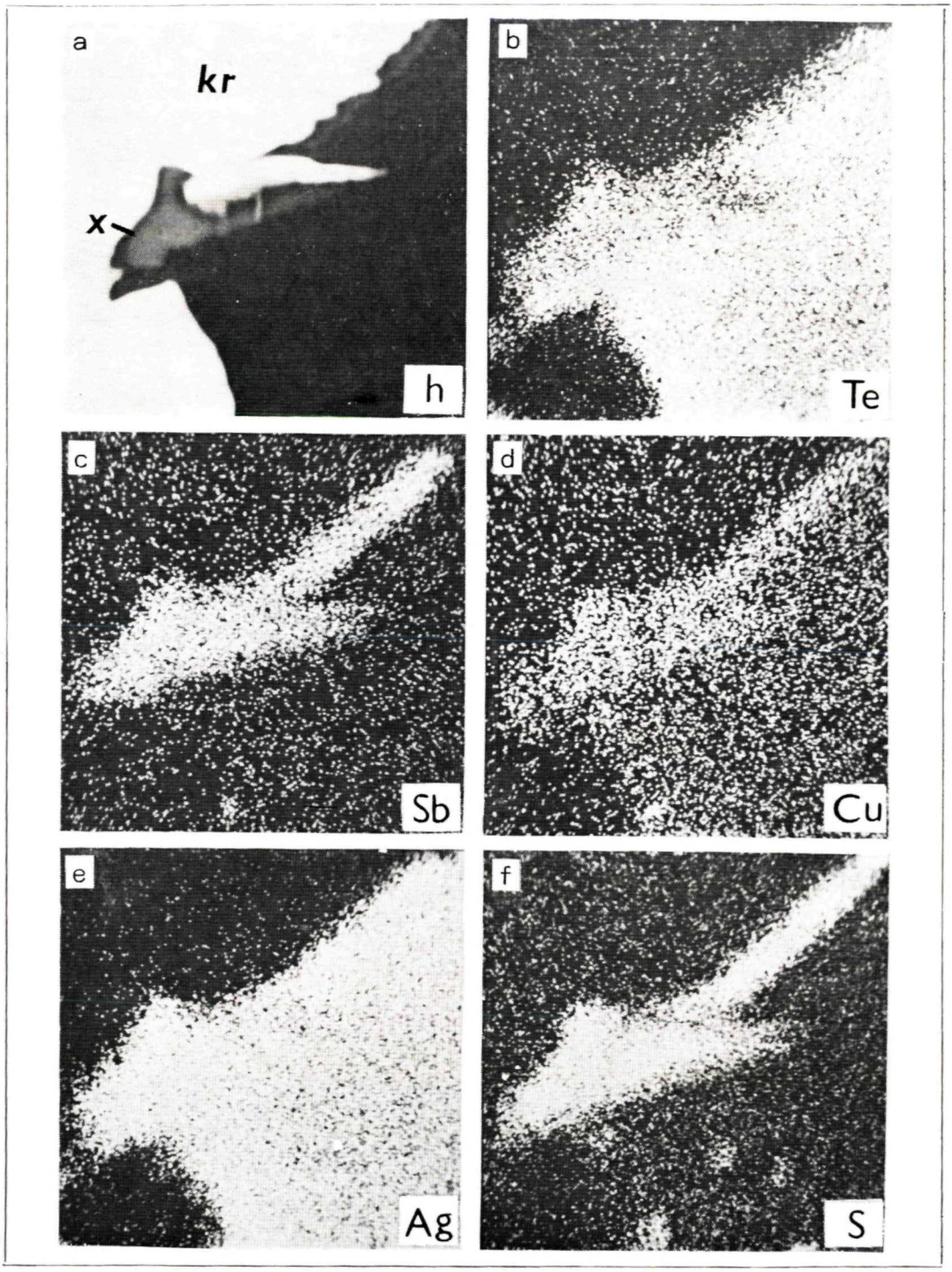
fáza v podobe tenkého, len niekoľko μm mocného lemu (obr. 7), ktorú sa dosiaľ nepodarilo presne identifikovať. Má odraznosť podobnú odraznosti tetraedritu, sivú farbu a pri skrížených nikoloch pozorovať slabé efekty anizotropie.

Pomocou rtg mikroanalyzátora Cameca MS-46 sa podarilo túto fázu analyzovať.

TAB. 3

Rtg identifikácia hessitu
X-ray identification of hessite

Hessit		Hessit		Hessit	
Kremnica		Berry-Thompson, 1962		Michejev, 1957	
I	d	I	d	Y	d
—	—	1	7,14	0,5	7,12
—	—	1	4,53	1	4,52
—	—	1	3,74	0,5	3,73
1	3,33	1	3,40	0,5	3,39
3	3,19	2	3,19	2	3,18
4	3,05	6	3,01	2	3,00
8	2,87	8	2,87	8	2,86
—	—	1	2,80	0,5	2,79
1	2,70	1	2,69	0,5	2,68
—	—	1	2,45	1	2,44
10	2,29	10	2,31	10	2,30
6	2,24	7	2,25	7	2,24
—	—	2	2,20	2	2,19
4	2,13	6	2,14	6	2,14
—	—	1	2,01	1	2,00


a
kr
x
h
b
Te
c
Sb
d
Cu
e
Ag
f
S

TAB. 4

Chemické zloženie niektorých Ag sulfosolí a Ag tetraedritu s obsahmi Te a Se z kremennej výplne Schrämenovej žily zo štôlne Andrej z lokality Kremnica-Šturec
Chemical composition of some Ag-sulphosalts and Ag-tetrahedrite with the content of Te and Se from quartz filling of the Schrämen vein from the Andrej adit, from the Kremnica-Šturec locality

Názov minerálu	As	Zn	Cu	Fe	Sb	Ag	S	Te	Se	Súčet
proustit	10,96	0,00	0,28	0,04	7,20	60,32	20,74	0,83	0,21	100,58
pyrargyrit	0,86	0,00	0,08	0,0	20,53	57,91	18,00	0,69	0,86	98,93
miargyrit	0,39	0,48	0,49	0,26	39,43	37,28	17,62	1,00	0,44	99,00
pearceit	7,32	0,00	1,08	0,21	10,08	60,25	18,91	0,71	0,56	99,11
polybázit	0,67	0,00	4,43	0,11	9,82	69,94	12,50	0,65	1,53	99,65
stefanit	0,77	0,10	0,51	0,13	16,27	63,52	15,74	1,2	1,56	99,80
Ag tetraedrit	0,71	5,41	22,76	1,25	25,36	18,27	25,40	0,70	0,13	99,98

Analyzovala Kozumplíková, ÚGG ČSAV Praha (JOEL JXA 50 A)

Na jej zložení sa v podstatnom množstve podieľa Ag, Sb, Te a S, v podradnom množstve Cu a Se (obr. 8). Výsledok kvantitatívnej analýzy sa uvádza v tab. 2 (analýza 5). Minerál podobného zloženia sa v mineralogickom systéme nezistil, a preto sa jeho štúdiu bude venovať pozornosť.

Telúr v sulfosoliach Ag a v Ag tetraedrite zo Schrämenovej žily

V poslednom období sa v kremennej žilovine vyšších úrovní Schrämenovej žily potvrdila prítomnosť Ag sulfosolí (proustit, pyrargyrit, miargyrit, pearceit, polybázit, stefanit) a Ag tetraedrit spolu s ďalšími sulfidmi (zlatonosný pyrit, markazit, arzenopyrit, akantit). Pre celkové dokreslenie distribúcie Te (Se) mineralizácie v kremnickom rudnom rajóne sa v práci uvádza prehľadný obsah Te a Se v analýzach niektorých minerálov.

Ich chemické zloženie sa stanovilo pomocou rtg mikroanalyzátora JEOL JXA 50 A v laboratóriu ÚGG ČSAV v Prahe (Kozumplíková; tab. 4). Maximálny obsah telúru sa zistil v Ag tetraedrite (1,54 hmot. %).

Zisťoval sa i obsah Se v analyzovaných mineráloch: pyrargyrit — 1,19, miargyrit — 2,06, pearceit — 4,81 a Ag tetraedrit — 1,64 hmot. %.

Záver

V kremnickom rudnom rajóne sa zistila prítomnosť telúrových minerálov v polymetalickej minerálnej asociácii v kremeňovo-karbonátových žilkách. Identifikoval sa hessit (Ag_2Te), zistil sa doposiaľ neopísaný sulfoantimonotelurid Ag a zvýšený izomorfný obsah telúru a selénu v sulfosoliach Ag a v Ag tetraedrite v kremennej žilovine Schrämenovej žily z oblasti Kremnica-Šturec.

Obr. 8. Identifikácia fázy X (a — kompozícia, b — plošná distribúcia Te, c — plošná distribúcia Sb, d — plošná distribúcia Cu, e — plošná distribúcia Ag, f — plošná distribúcia S). Kremnické Bane, vrt KVŠ-20, nábrus. Cameca MS-46

Fig. 8. Identification of X-phase (a — composition, b — areal distribution of Te, c — areal distribution of Sb, d — areal distribution of Cu, e — areal distribution of Ag, f — areal distribution of S). Kremnické Bane, the KVŠ-20 borehole. Polished section. Cameca MS-46

Zistením Te mineralizácie v kremnickom rudnom rajóne sa stratilo opodstatnenie vyčleňovať ložisko Zlatá Baňa len na základe obsahu Te mineralizácie k transylvánskemu typu polymetalických neovulkanických ložísk (Ďuďa — Krištín, 1978).

Na základe zistenej asociácie minerálov a predchádzajúcich metalogenetických štúdií (Böhmer, 1966) možno zaradiť ložisko Kremnica v zmysle Juško-Zacharovej et al. (1986) do podtypu Au-Ag-sulfidicko-teluridicko-sulfosoľovej skupiny ložísk v orogénnych vulkanogénnych okrajových kontinentálnych pásmach.

Je viac ako pravdepodobné, že podrobnejším mineralogickým štúdiom ďalšieho materiálu sa v minerálnej asociácii zistia charakteristické minerály pre klasické ložiská uvedeného typu. Aj v tomto rudnom rajóne je reálne očakávať výraznejšiu koncentráciu telúru a selénu.

Poďakovanie

Autori vyjadrujú vďaku dr. A. D. Genkinovi a dr. V. Kovalenkerovi z IGEM v Moskve za konzultácie pri identifikovaní hessitu. Za pomoc pri analytických prácach sú zaviazaní L. N. Ľjaputinovej, L. N. Vjaľsovovi a G. V. Basovovej z IGEM v Moskve, dr. J. Krištínovi, CSc., a dr. M. Kozumplíkovej.

Literatúra

Berry, L. G. — Thompson, R. M. 1962: X-ray powder data for ore minerals. *In: The Peacock atlas. Geol. Soc. Amer. Mem., 85, New York, 281 s.*

Bessmertnaja, M. S. — Čvileva, L. S. — Agroskin, L. S. — Boček, L. S. — Lebedeva, S. I. — Loginova, L. A. 1973: Opredelenije rudnych mineralov v polirovanych šlifach po spektram ostraženija i tverdosti. *Moskva, Nedra, 220 s.*

Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti Kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 11, 5—125.*

Boronichin, V. A. — Cepin, A. I. 1980: Programma universaľnaja dľa rasčota popravok i statističeskoj obrobotki resuľtatov tekučšich izmerenij pri količestvennom rentgenospektraľnom analize („PUMA"). *Apparatura i metody rentgenovskogo analiza, 26, 204—217.*

Bowie, S. H. U. — Taylor, K. 1958: A system ore mineral identification. *Mining Mag. (London), 99, 265—277, 337—345.*

Burke, E. A. J. 1966—1967: In: Results of Vickers hardness measurements on ore minerals, achieved in different laboratories since 1956. II. summary. *Manuscript — Amsterdam, 1—12.*

Ďuďa, R. — Krištín, J. 1978: Výskyt Te-mineralizácie na lokalite Zlatá Baňa v Slanských vrchoch. *Miner. slov., 10, 1, 47—54.*

Ďuďa, R. — Černý, P. — Kaličiak, M. — Kaličiaková, E. — Tözsér, J. — Ulrych, J. — Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. slov. — Monogr., 2, Bratislava, Alfa, 99 s.*

Juško-Zacharova, O. E. — Ivanov, V. V. — Soboleva, L. N. et al. 1986: Mineraly blagorodnych metallov. *Moskva, Nedra, 271 s.*

Konečný, V. — Lexa, J. — Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 204 s.*

Lebedeva, S. I. 1963: Opredelenije mikrotverdosti mineralov. *Moskva, Izdat. AN SSSR, 122 s.*

Michejev, V. J. 1957: Rentgenometričeskij opredeliteľ mineralov. *Moskva, Gosgeoltechizdat, 868 s.*

Mišković, J. 1985: Mikroskopické štúdium vzoriek z niektorých vrtov KV a KVŠ z okolia Kremnických Baní. *Manuskript — archív GP Banská Bystrica, 28 s.*

Vjaľsov, L. N. 1973: Spektry otraženija rudnych mineralov. *Moskva, IGEM AN SSSR, 66 s.*

Young, B. B. — Millman, A. P. 1964: Microhardness and deformation characteristics of ore minerals. *Bull. Inst. Min. Metallurgy (London), 689, 73, 437—466.*

Zepharovich, V. V. 1859: Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Oesterreich I. *Wien, 627 s.*

The occurence of Te-minerals in the Kremnica ore district, Middle Slovakia

The presence of Te-mineralization has been discovered in polymetallic mineral assemblage of quartz-carbonate veinlets in the Kremnica ore district. Hessite (Ag_2Te) has been identified, up to now non-described sulpho-antimony-telluride of Ag and more intensive isomorphous concentrations of Te and Se has been discovered in sulphosalts of Ag and in Ag-tetrahedrite in quartz gangue of the Schrämen vein at subsurface levels in the Kremnica-Šturec area.

Discovery of Te-mineralization in the Kremnica ore district means that there is no reason to associate the Zlatá Baňa deposit with Transylvanian type of polymetallic neovolcanic deposits (Ďuďa — Krištín, 1978) only on the basis of the presence of Te-mineralization.

On the basis of ascertained mineral assemblage and previous metallogenetic studies (Böhmer, 1966) there is possible to classify the Kremnica deposit, in sense of Juško-Zacharova et al. (1966) with Au-Ag-sulphide-telluride-sulphosalt group of deposit subtype in orogenic volcanogenetic marginal continental zones.

There is more than possible that by further, more sophisticated mineralogic investigations minerals characteristic for classic deposits of the above mentioned type will be ascertained. It is real to expect more intensive concentrations of Te and Se in this ore district.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Michalík — V. Gašparíková — Z. Vašíček: **Nové poznatky o faune a nanoflóre spodnokriedových sekvencií Západných Karpát** (Bratislava 26. 3. 1987)

Najstaršie kriedové (beriasské) sedimenty sú vo Vonkajších Západných Karpatoch zastúpené úplnou škálou morských prostredí: od neritických lagunárnych vápencov a klastík (šelf Českého masívu) cez pásmo karbonátových plošín a bioheriem (bašská elevácia), panvové fácie tešínskeho súvrstvia, prahové fácie bradlového pásma až po pelagické vápence („maiolica") kysuckej jednotky. Podobne i v centrálnych Karpatoch sú známe vývoje plytkomorských vápencov (obliaky zo silicika), ako i eupelagické fácie typu „biancône", súvrstvia Padlej vody či ladeckého súvrstvia. Zloženie všetkých týchto sedimentov odráža masový rozvoj planktónu na hranici jura — krieda. Nanokónové vápence, ktoré sú tu najrozšírenejšou litofáciou, obsahujú okrem bohatstva mikroplanktonických zvyškov (*Calpionella alpina, C. elliptica* atď.) len zriedkavé korodované aptychy (*Punctaptychus, Lamellaptychus*) či vzácne zvyšky amonitov (*Berriasella*).

Valanginská a hoterivská fauna z Vonkajších Západných Karpát poukazuje na otvorenie ústia poľského trogu, ktoré spojilo tetidnú a boreálnu oblasť. Ním prenikli niektoré severské hlavonožce, ktorých zvyšky nachádzame v tešínskom súvrství (ojedinele v lučivnianskom súvrství tatrika centrálnych Karpát). Bohatá mikrofauna (spoločenstvá zón *Calpionellopsis, Calpionellites* a *Tintinnopsella*), nanoflóra i makrofauna charakterizujú neritické i hemipelagické uloženiny. V spektre makrofauny prevládajú zvyšky hlavonožcov: amonity *Busnardoites, Himantoceras, Kilianella, Euphylloceras, Phylloceras, Olcostephanus, Bochianites, Ptychoceras, Neocomites, Haploceras, Protetragonites, Aegocrioceras, Crioceratites* atď.), aptychy (*Lamellaptychus aplanatus aplanatus, L. a. retroflexus, L. mortilleti*, neskôr *L. didayi, L. seranonis seranonis* atď.) a belemnity (*Duvalia, Hibolites, Pseudobelus* atď.) nad zvyškami bentogénnej fauny (krinoidmi, ježovkami, brachiopódmi a bezkostrovou infaunou). Frekvencia výskytu bentogénnych organizmov je úmerná častosti výskytu aberantných amonitov. Fauna eupelagických sedimentov bola chudobná: prevládajú tu zvyšky aptychov, ktoré lepšie odolávali korózii než aragonitové schránky amonitov.

V barémskom období došlo k prvej alpínskej kompresii v západokarpatskom priestore, ktorá uzavrela ústie poľského trogu. Fauna amonitov v celých Karpatoch má už preto rýdzo mediteránny charakter. Pozoruhodnosťou bazálnych barémskych uložení v centrál-

nych Karpatoch býva vývoj „pseudothurmaniových vrstiev". Obsahujú masové koncentrácie aberantných krioceratidných amonitov, ktoré zrejme vznikli počas masovej úmrtnosti týchto živočíchov v rozplodzovacích sezónach na podmorských plošinách. Náhla zmena fauny (vymiznutie aberantných amonitov) v mladšom baréme súvisela zrejme s „pelagizáciou", ochladením a otvorením priestoru centrálnych Karpát (vo Vonkajších Západných Karpatoch sa zachovala teplovodná fauna). Výrazné zmeny možno pozorovať i v spoločenstvách mikroplanktónu a nanoflóry. Na druhej strane vstup oceanických prúdení umožnil búrlivý rozvoj plytkovodných bentogénnych organizmov, ktorých kostry (v oblasti manínskej jednotky, tatrika a periférie fatrika) vytvorili „urgónske" karbonátové plošiny. Ich vývoj pokračoval až do obdobia spodného albu. Koncom spodného albu nastala nová reorganizácia západokarpatského sedimentačného priestoru. Batymetrický kolaps dna umožnil voľný prístup chladnému výstupnému oceanickému prúdu, ktorý ukončil karbonátovú sedimentáciu v celej oblasti.

Mineralia slov.
19 *(1987), 5, 469—473*

Telurobizmutit z lokality Kráľová v rudnom rajóne Javoria, stredoslovenské neovulkanity

JOZEF STANKOVIČ*, MILENA KOZUMPLÍKOVÁ**

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
** Ústav geológie a geotechniky ČSAV, Rozvojová 135, 165 00 Praha

Doručené 23. 12. 1986

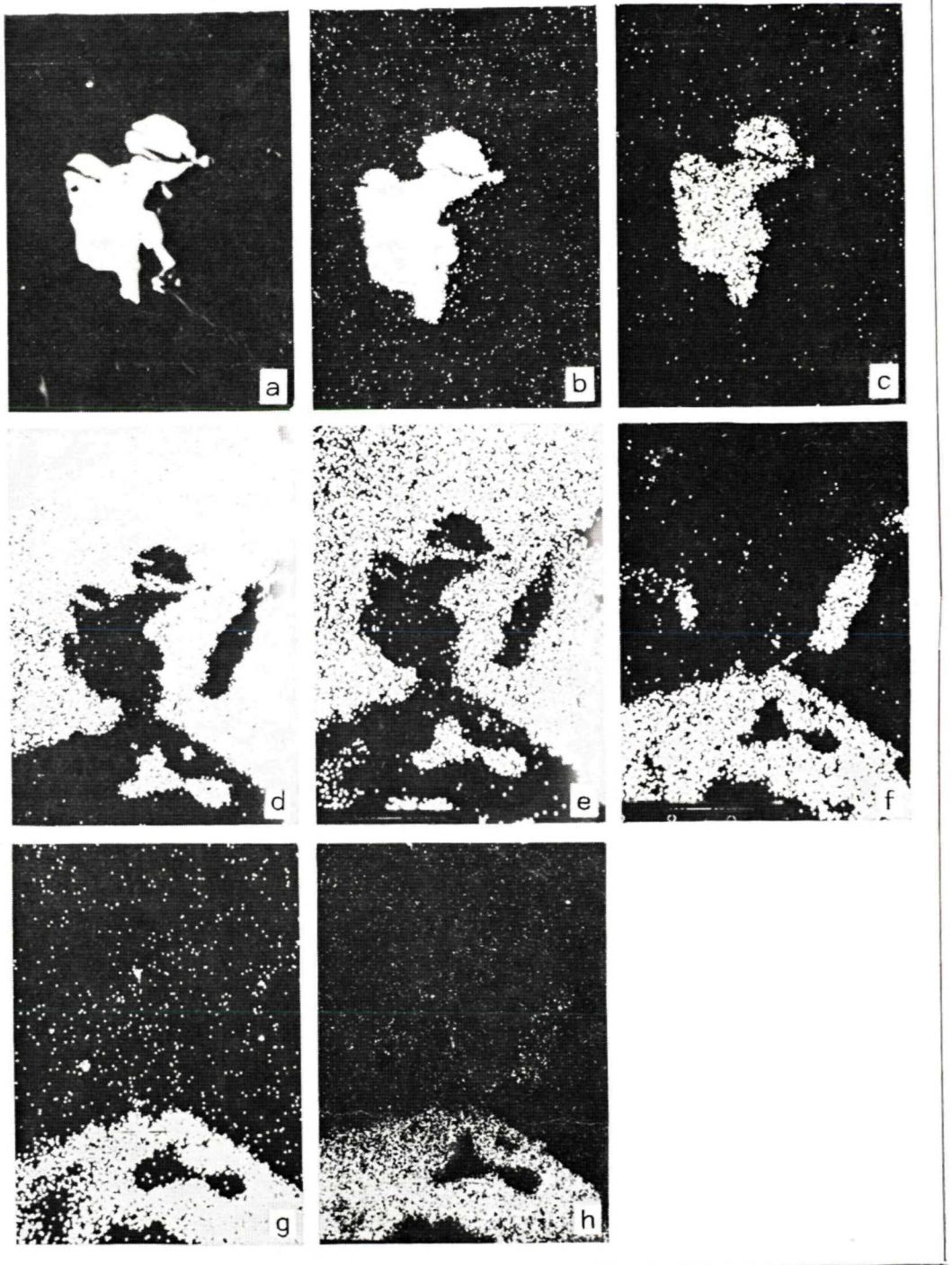
Телуробисмутит месторождения Кралёва в рудном районе Явория, среднесловацкие неовулканиты

На основании электронного микроанализа, рентгенографического и оптического изучения было установлено, что телуровисмутит находится в ассоциации пирита, пирротина, галенита, сфалерита, халькопирита в кварцкарбонатовых прожилках вместе со шабазитом в парагенезисе полиметалической минерализации неовулканитов Явория. Содержание отдельных элементов находятся в пределах: висмут 56,44—58,26; телур 40,27—42, II; сера 0,21—0,31 об. %. Средняя величина микротвёрдости 10-ти определений представляет 676,6 MPa, в пределах 462,61—854,73 MPa. Рентгенографические данные подтвердили идентификацию телуробисмутита наличием выразительных характерных линий 5,08; 3,215; 2,37; 2,19; 2,03 и также рядом линий менее выразительной интенсивности.

Tellurobismutite from Kráľová locality in the Javorie Mts. ore district, Middle Slovakian neovolcanic region

Tellurobismutite occuring in association with pyrite, pyrrhotite, galena, sphalerite and chalcopyrite in quartz-carbonate veinlets with chabasite in polymetallic mineralization paragenesis of the Javorie Mts. neovolcanites has been investigated using electron microprobe analyzer, X-ray analysis and optical studies. Contents of individual elements fluctuate in ranges as followes: Bi 56.44—58.26; Te 40.27—42.11; S 0.21—0.31 (in weight per cent). The mean value of microhardness of 10 imprints confirmed the identification of tellurobismutite by the presence of distinct lines 5.08; 3.215; 2.37; 2.19; 2.03; but also by further lines of weaker intensity.

Intenzívny geologický výskum rudných indícií na početných lokalitách a rôznych rudných rajónoch umožnil rozšíriť donedávna len sporadický výskyt Te minerálov v Západných Karpatoch (tetradymit zo Župkova pri Žarnovici z neovulkanitov Vtáčnika uvádzaný in Zepharovich, 1859, 1873) o hessit, Te canfieldit, rickardit, sylvanit a altait na ložisku Zlatá Baňa v Slanských vrchoch (Ďuďa — Krištín, 1978; Kaličiak — Ďuďa, 1981; Ďuďa et al., 1981; Ďuďa, 1986), tetradymit a telurobizmutit na ložisku Jasenie-Kyslá v Nízkych Tatrách (Beňka — Suchý, 1983) a v aso-


a
b
c
d
e
f
g
h

ciácii polymetalickej mineralizácie neovulkanitov Javoria o altait (Határ in Štohl et al., 1985), ako aj o ďalšie Bi-Te minerály (Konečný et al., 1985; Stankovič, 1986), ktorých presnejšia identifikácia je cieľom tejto práce.

Lokalita Kráľová patrí samostatnému hydrotermálnemu centru Zaježová, ktoré leží na severozápadnom okraji priestoru zóny rozsiahleho stratovulkánu vrchov Javoria (Štohl in Burian et al., 1985). Výskyt telurobizmutitu je viazaný na kremeňovo-karbonátové žilky s chabazitom, dominujúcim pyritom a pyrotínom, podradne zastúpeným galenitom, sfaleritom a chalkopyritom, pričom telurobizmutit sa tu javí ako najmladší minerál. Žilky tohto typu (mocné do 5 cm) prenikajú vulkanickými brekciami polymiktného charakteru a vytvárajú mladšiu etapu mineralizácie. Staršia etapa v tomto rudnom rajóne zodpovedá Cu-Mo porfýrovému ± magnetitovo-hematitovému zrudneniu (Štohl in Burian et al., 1985; Rojkovičová, 1982).

Telurobizmutit tvorí jednak drobné nepravidelné zrnká veľké do niekoľkých desatín mm, ale aj zrnité agregáty olovenošedej farby na čerstvých plochách takmer šedobieleho odtieňa a kovového lesku (pripomína arzenopyrit), ktoré sa prerastajú s pyritom a pyrotínom. V odrazenom svetle má telurobizmutit svetložltú farbu s naružovelým krémovým odtieňom. Pripomína pyrit, je však bledší, ale v porovnaní s galenitom zas o niečo svetlejší. Efekty anizotropie sú oveľa menšie ako u okolitého pyrotínu, avšak na rozdiel od pyritu sú pozorovateľné a ich farebný odtieň je značne podmienený použitím filtra, intenzitou osvetlenia a pod. (ružovomodrošedá a šedohnedá), takže agregáty xenomorfných zŕn v polarizovanom svetle vykazujú mozaikovú štruktúru žltkastej farby. Pomerná odraznosť telurobizmutitu je zjavne vyššia ako pri pyrotíne, galenite a sfalerite, jej hodnoty sa najviac blížia k hodnotám odrazivosti pyritu, s ktorým aj bezprostredne vystupuje. Dojem vyššej odrazivosti môže spôsobiť i jeho svetlejší farebný odtieň.

Priemerná hodnota mikrotvrdosti vypočítaná z 10 meraní pri závaží 20 g, expozícii 15 s na mikrotvrdomeri PMT-3 je 676,65 MPa v rozmedzí 462,91—854,73 MPa. Zistené hodnoty mikrotvrdosti sú v súlade s údajmi, ktoré uvádza Uytenbogaardt — Burke (1971).

Chemické zloženie telurobizmutitu sa sledovalo bodovými analýzami na elektrónovom mikroanalyzátore JEOL JXA-50A v Ústave geológie a geotechniky ČSAV Praha za použitia korekčnej metódy ZAF pri urýchľovacom napätí 20 kV (korekcia na mŕtvy čas, pozadie, absorpciu a atómové číslo). Z výsledkov analýz (tab. 1) je zrejmé, že jeho zloženie je takmer konštantné a veľmi blízke teoretickému vzorcu (Bi 51,5; Te 48,5 % hmot.), iba hodnoty obsahu Te sú deficitné a Bi so S vykazujú nadbytok. Potom chemické zloženie prepočítané na atómové množstvá a vynesené v grafe (obr. 2) javí v porov-

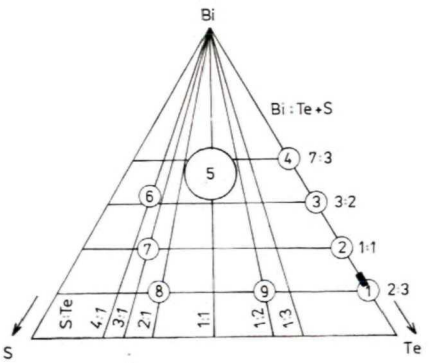
Obr. 1. Sledovanie nábrusu vzorky s telurobizmutitom pod mikroanalyzátorom. a — Kompozícia telurobizmutitu (biele) v asociácii pyritu a pyrotínu na kremeňovo-karbonátovej žilke s chabazitom (tmavé); Distribúcia: b — telúru, c — bizmutu, d — síry, e — železa, f — kremíka, g — vápnika, h — hliníka. Zv. 300×

Fig. 1. Investigation of polish section of the sample in electron microprobe analyzer. a — Composition of tellurobismutite (white) in association with pyrite, pyrrhotite in quartz-carbonate veinlets with chabasite (dark); Distribution of: b — tellurium, c — bismuth, d — sulphur, e — iron, f — silicon, g — calcium, h — aluminium. Magn. ×300

TAB. 1

Chemické zloženie telurobizmutitu z lokality Kráľová (v %)
Chemical compisition of tellurobismutite from Kráľová locality (in per cent)

Číslo anal.	Te	Bi	S	Suma
1	42,11	58,26	0,26	100,64
2	40,27	57,32	0,21	97,81
3	40,39	57,55	0,31	98,24
4	41,69	57,96	0,28	99,93
5	41,35	57,39	0,25	98,98
6	41,14	56,44	0,26	97,84
7	40,90	57,15	0,27	98,31



Obr. 2. Postavenie analyzovanej vzorky telurobizmutitu v diagrame Bi—Te—S (v atóm. množstvách). Postavenie ďalších známych minerálov v systéme Bi—Te—S (Godovikov et al., 1971; Shimazaki Hidehiko — Ozawa Tohru, 1978): 1 — telurobizmutit Bi_2Te_3, 2 — tsumoit BiTe, 3 — wehrlit Bi_3Te_2-x, 4 — hedleyit Bi_7Te_3, 5 — joseit A (sulfojoseit) $Bi_4-xTe_1-xS_2$, joseit B (telurojoseit) Bi_4-xTe_2-xS, 6 — oruetit Bi_8TeS_4, 7 — gruenlingit Bi_4TeS_3, 8 — csiklovait Bi_2TeS_2, 9 — tetradymit Bi_2Te_2S. Oruetit a gruenlingit môžu byť i odrodou joseitu (Uytenbogaardt — Burke, 1971)

Fig. 2. Position of analysed samples of tellurobismutite in the Bi—Te—S diagrame (in at. quantities). Position of additional well-known minerals in the Bi—Te—S system (Godovikov et al., 1971; Shimazaki Hidehiko — Ozawa Tohru, 1978). 1 — tellurobismutite Bi_2Te_3, 2 — tsumoite BiTe, 3 — wehrlite Bi_3Te_2-x, 4 — hedleyite Bi_7Te_3, 5 — joseite A (sulphojoseite) $Bi_4-xTe_1-xS_2$, joseite B (tellurojoseite) Bi_4-xTe_2-xS, 6 — oruetite Bi_8TeS_4, 7 — gruenlingite Bi_4TeS_3, 8 — csiklovaite Bi_2TeS_2, 9 — tetradymite Bi_2Te_2S. Oruetite and gruenlingite can be varieties of joseite (Uytenbogaardt — Burke, 1971)

naní s ďalšími Bi-Te minerálmi určitú paralelu s chemickým zložením tsumoitu. Táto okolnosť môže byť zapríčinená i použitím neideálneho štandardu (Bi — rýdzi, Te — CdTe, S — FeS_2 — pyrit), pričom v našom prípade možno za dokonalý etalón považovať telurid bizmutu podobného chemického zloženia, ako má študovaná vzorka.

Obrázok 1 znázorňuje distribúciu prvkov Te, Bi, S, Fe, Si, Ca, Al na študovanej ploche nábrusu pri zväčšení 300×. Zároveň dokumentuje, že u sledovaného minerálu sa neprejavuje tendencia zonálneho či iného nehomogénneho usporiadania. Telurobizmutit môže byť potenciálnym nositeľom celého radu ďalších prvkov (Sb, Se, As, Hg, Cu, Au a pod.), ale vzorka, ktorú sme my analyzovali, ich neobsahovala.

Zo študovaného materiálu, ktorý nebol celkom totožný s výbrusovým, sa pripravila prášková vzorka pre röntgenografické štúdium pomocou difraktografu DRON UM-1 za týchto podmienok: CuK_α žiarenie, γ — 1,54178, Ni filter, 30 kV, 15 mA, rýchlosť otáčania 2°/min., posun papiera 720 mm/hod., rozsah záznamu 1000 imp./s. Vyhodnotením rtg záznamu (analytik Gavenda z GÚDŠ Bratislava) sa zistila prítomnosť difrakčných línií patriacich telurobizmutitu. Potvrdzujú ho jednak najintenzívnejšie línie 5,08 (3), 3,215 (10), 2,37 (7), 2,19 (4), 2,03 (5), ale aj celý rad ďalších línií slabšej intenzity, ktorých hodnoty sa takmer zhodujú s tabelárnymi údajmi (Michejev, 1957) i údajmi ďalších autorov (Afanasjeva, 1970).

Záverom konštatujeme, že identifikáciou telurobizmutitu sa potvrdila správnosť zvolených a použitých metód, ktoré umožnili objasniť charakter Bi-Te minerálov. Štúdium potvrdilo predpoklad, že sa jedná o niektorý z Bi-Te minerálov a zároveň naznačilo nutnosť kombinovať pri ich identifikácii rozličné analytické metódy.

Literatúra

Afanasjeva, E. L. 1970: Telluridy v mednych rudach Kafanskogo mestoroždenija. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., 7, 40—45.*

Beňka, J. — Suchý, Š. 1983: Mineralogická charakteristika volfrámového zrudnenia v Kyslej pri Jasení. *In: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Bratislava, GÚDŠ, 71—84.*

Burian, J. — Slavkay, M. — Štohl, J. — Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Miner. slov. — Monogr., Bratislava, Alfa, 269 s.*

Ďuďa, R. — Krištín, J. 1978: Výskyt Te mineralizácie na lokalite Zlatá Baňa v Slanských vrchoch. *Miner. slov., 10, 47—53.*

Ďuďa, R. — Černý, P. — Kaličiak, M. — Kaličiaková, E. — Tözsér, J. — Ulrich, J. — Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. slov. — Monogr., Bratislava, Alfa, 98 s.*

Ďuďa, R. 1986: Altait — nový telurid z ložiska Zlatá Baňa. *Miner. slov., 18, 89—92.*

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

Konečný, V. — Mihaliková, A. — Dovina, V. — Štohl, J. — Marsina, K. — Stankovič, J. — Planderová, E. — Straka, P. — Panáček, A. — Šefara, J. 1985: Vysvetlivky k listu Geologickej mapy 1 : 25 000 Krupina-2 (36 342). *Manuskript — Geofond Bratislava, 148 s.*

Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. *Moskva, Gosgeoltechizdat., 867 s.*

Rojkovičová, Ľ. 1982: Rudná mineralizácia v Javorí. *Miner. slov., 14, 461—470.*

Shimazaki Hidehiko — Ozawa, Tohru, 1978: Tsumoite, Bi Te, a new mineral from the Tsumo mine, Japan. *Amer. Mineralogist, 63, 1162—1165.*

Stankovič, J. 1986: Výskyt Bi-Te minerálov v asociácii polymetalickej mineralizácie neovulkanitov Javoria. *Miner. slov., 18, 477—478.*

Štohl, J. — Žáková, E. — Mihaliková, A. — Határ, J. — Škvarka, Ľ. 1985: Záverečná správa za štruktúrny vrt KŠ-33. *Manuskript — Geofond Bratislava, 90 s.*

Uytenbogaardt, W. — Burke, E. A. J. 1971: Tables for microscopic identification of ore minerals. *Amsterdam, London, New York, Elsevier, 430 s.*

Zepharovich, V. 1859, 1873: Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich. Bd. I—II. *Wien.*

Tellurobismutite from Kráľová locality in the Javorie Mts. ore district, Middle Slovakian neovolcanic region

During the investigation of samples from the Javorie Mts. neovolcanites the occurance of Bi—Te minerals was ascertained on Kráľová locality in mineral assemblage consisting of pyrite, pyrrhotite, galena, sphalerite and chalcopyrite in quartz-carbonate veinlets in polymetallic mineralization paragenesis with chabasite. Their identification using electron microprobe analyzer, X-ray analysis and optical methods was the aim of this article.

The contents of individual elements, determined by electron microprobe analyzer JEOL JXA 50A fluctuated in ranges as follows: Bi 56.44—58.26; Te 40.27—42.11; S 0.21—0.31 in wgt. per cent (Tab. 1). It si obvious, from the results of analyses of mineral, that its composition is almost constant and very close to the theoretical formula of tellurobismutite, only the content of Te is deficit and Bi with S display surplus. This manifests, in comparison with other Bi—Te minerals, certain similarity with the composition of tsumoite (Fig. 2). Fig. 1 illustrates a homogenous distribution of investigated elements.

The presence of diffraction lines belonging to tellurobismutite has been ascertained by evaluation of X-ray record obtained by the analysis of pulverous sample using diffraction spectroscope DRON UM-1. Their values are almost identical with the tabular data (Michejev, 1957) and with the data of other authors (Afanasjeva, 1970).

The mean value of microhardness of 10 imprints is 676.6 MPa, in range of 462.91—854.73 MPa.

From the point of view of topographical mineralogy the assemblage of Te-minerals has been extended by the identification of tellurobismutite not only in the Javorie Mts. ore district, where altaite has been described up to now (Határ in Štohl et al., 1985), but in the neovolcanites of the West Carpathians its occurance has been confirmed for the first time.

RECENZIA

R. Ďuďa — L. Rejl: **La grande encyclopedie des mineraux.** Artia Praha — Gründ Paris, 1986. 520 strán, 451 farebných fotografií

Kniha o mnohotvárnej a farebnej kráse sveta minerálov nájde vždy priazeň a záujem nielen u odborníkov a nadšencov — zberateľov minerálov, ale u každého, kto má rád prírodu a krásu vôbec. V zahraničí existuje rad podobných publikácií, a preto je potešiteľné, že medzi nimi zaujala miesto práve kniha z pera našich autorov. Je určená záujemcom vo frankofonných krajinách a na našom knižnom trhu sa dosiaľ vôbec neobjavila.

Recenzované dielo má tri časti: Prvá časť sa skladá z predhovoru, úvodu, vysvetlenia predmetu mineralógie, klasifikačného systému mineralógie, vzniku, paragenézy, vlastností minerálov, metód určovania a návodov na spôsob zberu a ukladania minerálov. Opisujú sa tie vlastnosti, ktoré slúžia na priame určovanie minerálov v teréne, pretože tie sú pre zberateľov — amatérov najdostupnejšie. Ďalšie znaky, ktoré sa zisťujú pomocou laboratórnych metód, sú opísané stručne, s odkazmi na ďalšie podrobnejšie práce v bibliografii.

Hlavná časť knihy má opisný charakter. Opisy 602 minerálov (na ľavej strane) dokumentuje 451 farebných fotografií minerálov (1—4 zobrazenia na pravej strane). Autori si zvolili usporiadanie minerálov podľa tvrdosti, ktorá je v teréne ľahko zistiteľná, dovoľuje určiť ihneď väčšinu minerálov a ľahko sa zapamätá. V malom farebnom obdĺžniku na pravej strane je pri písmene D číslo označujúce tvrdosť skupiny minerálov. Ďalšie rozdelenie minerálov do 9 tried je podľa klasifikačného systému Strunza (1970). Opis minerálov je jednotný a úplný. Zahŕňa vlastnosti, ktoré sa tdajú určiť v teréne (tvrdosť, farba, vryp, priezračnosť, lesk, štiepateľnosť, morfológia, lom a pod.), vlastnosti, ktoré sa zisťujú v laboratórnych podmienkach (hustota, kryštálová sústava, chemické zloženie, chemické a fyzikálne vlastnosti a pod.), vznik minerálov a paragenézu, výskyt a lokality, ako aj prípadné využitie. Každý minerál je označený číslom umožňujúcim jeho určenie v identifikačných tabuľkách.

Tretia časť diela je tabuľková. Obsahuje identifikačné tabuľky, ktoré boli zostavené kombináciou znakov slúžiacich na identifikáciu minerálov. Iné tabuľky poskytujú návod na orientáciu pri zbere určitých minerálov, usporiadanie v zbierke, možnosť použitia a pod. V závere je bibliografia a register minerálov.

Záujem o zbieranie minerálov vzrastá, čo nesúvisí len s estetickým hľadiskom, ale aj so snahou preniknúť do tajomstva prírody a jej ochrany. Vydanie toho diela je záslužným činom autorov, známych svojou zberateľskou aktivitou, ale zároveň je aj ich vyznaním sa z lásky k minerálom. Farebné fotografie minerál dobre vystihujú a ich kvalita prevyšuje bežný priemer u nás, na čom majú podiel aj Tlačiarne SNP v Martine.

Táto kniha je vzhľadom a obsahom nielen praktickou pomôckou pre zberateľov, ale aj reprezentačným dielom, ktoré zaujíma čestné miesto medzi zahraničnými publikáciami podobného zamerania. Dúfajme, že po cudzojazyčných verziách (vyšla už aj anglická) sa dočkáme aj vydania v slovenčine, prípadne v češtine, aby aj naši záujemci o neživú prírodu mali možnosť ju získať.

Ján Hurný

Mineralia slov.
19 *(1987), 5, 475—478*

AKTUALITY

Nález bentonitu vo vulkanickom komplexe Hálna hora (Breznianska kotlina)

MIROSLAV PULEC, IVAN HORVÁTH

Месторождение бентонита вулканического комплекса Гална Гора (Брезнянская впадина), Средняя Словакия

В базальной свите вулканического комплекса Гална Гора в южной части Брезнянской впадины находятся бентониты со содержанием 70—80 % смектита. Возникли изменением кислых вулканических пород поверхностными растворами. Были разведаны на двух месторождениях между которыми 3,5 км расстояние. Мощность бентонитовой толщи от 5 до 15 метров.

Discovery of bentonite in the Hálna hora volcanic complex (the Breznianska kotlina Basin), Middle Slovakia

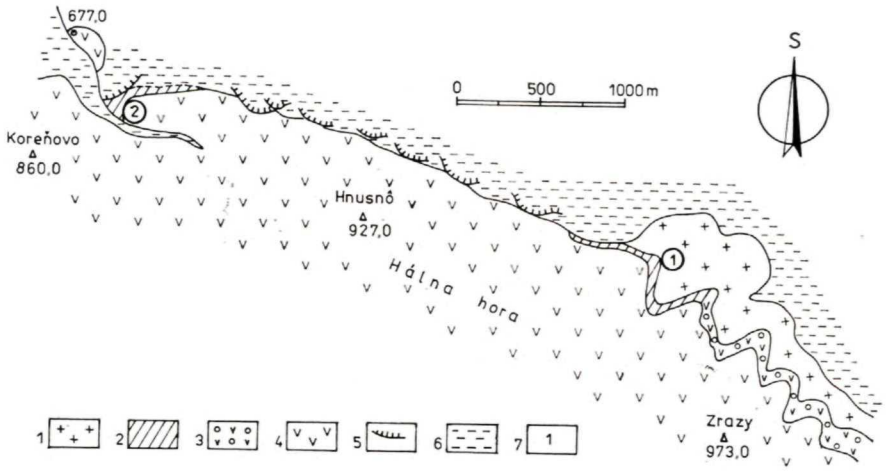
Bentonites with 70—80 per cent of smectite have been discovered in the southern part of the Breznianska kotlina Basin, in the basal beds of the Hálna hora volcanic complex. They were formed by the alteration of acid volcanic rocks by surficial solutions. They were being verified in two localities within about 3.5 km distance. The thickness of the bentonite bed is 5—15 m.

Pri hodnotení nerastných surovín v oblasti Breznianskej kotliny sme v rámci zostavovania nových geologických máp a máp nerastných surovín v mierke 1 : 25 000 (list Pohronská Polhora, red. Ivanička, 1986) v bazálnom súvrství vulkanického komplexu Hálna hora zistili bentonit. Overoval sa na lokalitách severne od kóty Zrazy (973,0 m; lokalita 1) a severne od kóty Koreňová (860,0 m; lokalita 2), ktoré sú od seba vzdialené asi 3,5 km. Predpokladá sa, že bentonit sa pod nadložným vulkanickým komplexom vyskytuje v celej tejto dĺžke. Na túto skutočnosť poukazuje geologická pozícia výskytov, ako aj rozsiahle zosuvné územia v tejto oblasti, kde k zosuvom aj veľkých blokov vulkanoklastík (aj viac ako 100 m) došlo práve v dôsledku vysokej plasticity bentonitov, ktoré sa nachádzajú na báze vulkanického komplexu Hálna hora. Bentonit v oblasti Zrazy leží sčasti na kryštaliniku (obr. 1) a sčasti na vnútrokarpatskom paleogéne v ílovcovom vývoji.

Vyhodnotenie výsledkov

Pri rtg fázovej analýze dominantné reflexy indikujú prítomnosť smektitu (trojvrstvového napúčavého ílového minerálu zo skupiny montmorillonit — beidelit, reflexy v oblasti 15,2 Å) a β-kremeňa (reflexy v oblasti 4,26 Å a 3,31 Å). Prímesi (5—10 %) tvorí kaolinický minerál (reflex 7,20 Å a 3,57 Å) a hydrosľuda (reflex 10,16 Å a 5,02 Å). Oblasť 3,20 Å indikuje prítomnosť 5—10 % prímesi živcových minerálov. Nevyriešená je prítomnosť karbonátu (reflex v oblasti 3,0 Å). Obsah hlavných komponentov (semikvantitatívne): minerál typu montmorillonit — beidelit 60—70 %, kremeň 10—30 %.

Termogravimetrická analýza charakterizuje dve oblasti tepelného rozkladu:



Obr. 1. Lokalizácia výskytov bentonitu (Pulec, 1986). 1 — kryštalinikum, 2 — bentonity, 3 — epiklastiká andezitov s granátom a autometamorfných andezitov, 4 — komplex epiklastík Hálnej hory, 5 — zosuvné územia, 6 — hliny a sute, 7 — overované lokality

Fig. 1. Localization of bentonite occurences (Pulec, 1986). 1 — crystalline complex, 2 — bentonites, 3 — epiclastics of andesites with garnet and of autometamorphosed andesites, 4 — the Hálna hora epiclastic complex, 5 — slide areas, 6 — loams and detritus, 7 — verified localities

a) stupňovitú dehydratáciu zrejme smektitu v oblasti teplôt 25—200 °C pri strate hmotnosti 5,00 % (stupňovitá dehydratácia, ktorá je zrejmá najmä z krivky DTA, je typická pre smektity obsahujúce Ca^{2+}, prípadne Mg^{2+} v medzivrství);

b) dehydroxyláciu v oblasti teplôt 300—800 °C pri strate hmotnosti 3,13 % (strata hmotnosti predstavuje spoločne dehyroxyláciu smektitu, ako i prítomnej koalinickej a hydrosľudovej fázy).

Chemická analýza (SiO_2 59,56 %, Al_2O_3 20,05 %, Fe_2O_3 5,80 %, TiO_2 1,05 %, CaO 4,37 %, MgO 0,64 %, Na_2O 0,52 %, K_2O 2,15 %, s. ž. 5,88 %; KZ Michalovce) nemohla byť prepočítaná pre kryštalochemický vzorec smektitu, lebo vzorka obsahovala prímesi. Prítomný smektit môže mať beidelitický charakter (zvýšený obsah Al_2O_3), živce obsahujú prevažne K_2O a CaO, pričom časť K_2O sa viaže na hydrosľudu (môže sa jednať o illit). Fe_2O_3 sa môže vyskytovať voľne (oxidy Fe), ale tiež v smektite a hydrosľude.

Poznámky ku genéze a rozšíreniu

Ílové minerály vznikli najpravdepodobnejšie zvetrávaním živcov z kyslejších tufitických vulkanických hornín. V prvom štádiu rozrušovania živcov, keď presakujúce a cirkulujúce roztoky boli ešte alkalické, t. j. pH nad 7,0, sa začal tvoriť smektit. Neskôr, keď ďalšie intenzívne pôsobenie povrchových vôd odplavovalo alkálie, sa roztoky stávali kyslejšími (čo spôsobovala najmä prítomnosť $[HCO_3]^-$ ako disociačného stupňa kyseliny uhličitej vznikajúcej interakciou povrchových vôd so vzdušnou atmosférou), tvorba smektitu sa zastavila a nastala kaolinizácia živcov, pričom sa nevylučuje ani kaolinizácia smektitu. Hydrosľuda, ktorá má illitický charakter, vznikala z prítomných sľudových minerálov v procese zvetrávania.

Rozdiely v mineralogickom zložení vzoriek (obr. 1) sa nezistili. Vo vzorke z lokality 1 je však vyšší obsah smektitu na úkor prímesí, najmä kremeňa (10 % β-kremeňa, na lokalite 2 je 30 % β-kremeňa).

Bentonitizované tufy a tufity sú súčasťou bazálneho vulkanického komplexu Hálna hora, ktorý vystupuje v mocnosti 10—50 m a tvorí ho aj štrk, piesok a ílovce, v západnej časti s hojnejšou prímesou neovulkanického materiálu (obliaky kryštalických bridlíc, kremeňa

a pieskovcov) v bentonitizovaných horninách. Vo východnej časti sa vyskytujú úlomky autometamorfných andezitov a andezitových porfýrov, ktoré sú súčasťou bentonitizovaného komplexu. Ich veľkosť nepresahuje 5 cm. V najjužnejšej časti (obr. 1) sú horniny bazálneho komplexu slabo alebo až nepremenené. V nadloží bazálneho komplexu vystupuje komplex epiklastík Hálnej hory (Lexa — Konečný in Ivanička, 1986). Rozšírenie bentonitizovaného horizontu predpokladáme v celej dĺžke medzi lokalitami 1 a 2.

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava
Ústav anorganickej chémie SAV
Bratislava

Tiažová a geomagnetická anomália na východ od Bratislavy

VIKTÓRIA SZALAIOVÁ, DARINA MARUŠIAKOVÁ

Гравитационные и геомагнитные аномалии восточнее Братиславы

Гравитационной и геомагнитной съёмкой восточнее города Братиславы подтвердились крупные аномалии с двумя центрами. На основании фотомозаики ССР было установлено, что аномалии находятся на периферии кольцевой структуры и в местах скрещивания линеарных элементов. В настоящее время имеются модели этих феноменов.

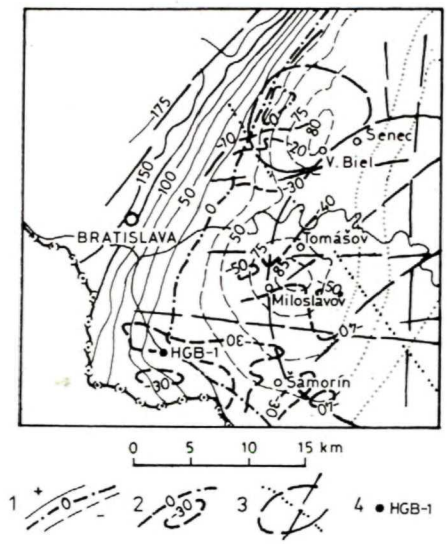
Gravity and geomagnetic anomaly east of Bratislava

An extensive anomaly with two centres has been gauged by gravity and geomagnetic survey east of Bratislava. There has been ascertained from the aerial mosaic of the SSR that the anomaly is situated at he edge of the ring structure at the crossing of linear elements. Models of mentioned phenomena are being set up now.

V roku 1986 realizovalo oddelenie gravimetrie Geofyziky, n. p., Brno, závod Bratislava gravimetrický a geomagnetický prieskum v širšom okolí Bratislavy. V zostavených mapách (v mierke 1 : 25 000) úplných Bouguerových anomálií a v geomagnetických mapách (ΔT) vystupuje na V od Bratislavy rozsiahla záporná tiažová anomália s dvoma centrami (obr. 1). Prvé je v priestore obcí Tomášov — Miloslavov, druhé severne od obce Veľký Biel. Južný okraj anomálie siaha po štátnu hranicu s MLR a Rakúskom, západný je prekrytý výrazným tiažovým gradientom, ktorý je prejavom styku Malých Karpát a Podunajskej nížiny. Severné a východné ohraničenie anomálie nie je domerané.

Relatívne minimum geomagnetických anomálií s amplitúdou —50 až —60 nT je totožné s južným tiažovým minimom.

Interpretáciou fotomozaiky SSR z pásma 600—700 nm a 700—840 nm sa v tomto priestore zistili 2 ringové štruktúry: južnejšia so



Obr. 1. Schéma tiažových a geomagnetických anomálií. 1 — izolínie úplných Bouguerových anomálií, 2 — izolínie ΔT, 3 — štruktúry DPZ, 4 — vrt

Fig. 1. Scheme of geophysical phenomena. 1 — contours of total Bouguer anomalies, 2 — contours of ΔT, 3 — RSM structures, 4 — borehole

stredom v priestore obce Zlaté Klasy siaha až po Šamorín, Dunajskú Stredu, Sládkovičovo a Senec, severnú môžeme ohraničiť obcami Sládkovičovo, Sereď, Trnava, Jablonec, Blatné. Tiažové a magnetické anomálie sú na okraji uvedených štruktúr. Okrem ringových štruktúr sa tu zistili lineárne štruktúrne prvky. Niektoré z nich sa križujú pri obci Tomášov. Križovanie ďalších je mimo zameraného územia.

Na uvedené prvky upozornila záporná tiažová anomália. Pri dôkladnejšej analýze sa zistilo, že na jej juhozápadnom okraji vystupuje čiastkové tiažové minimum. Je možné predpokladať, že tieto minimá majú spoločný zdroj. V oblasti čiastočného tiažového minima je situovaný vrt HGB-1 Rusovce, ktorý v hĺbke 1027 m detekoval približne 200 m mocnú polohu andezitov spodnobádenského veku.

Treba upozorniť, že pri tiažovej anomálii ide o súčet účinkov minimálne dvoch fenoménov — sedimentárnej výplne a vulkanitov.

V súčasnosti prebiehajú terénne práce na V a S od uvedenej oblasti, ich výsledky budú známe v roku 1988. Súbežne sa zostavujú a testujú hustotné a magnetické modely uvedených fenoménov.

Geofyzika, n. p.,
závod Bratislava

Prof. Ing. dr. Vojtěch Mencl, DrSc., jubiluje

Dňa 12. februára 1987 sa pri plnom zdraví dožil 80 rokov významný československý vedec prof. Ing. dr. Vojtěch Mencl, DrSc., ktorý má veľké zásluhy o pokrok a rozvoj mechaniky zemín a hornín, inžinierskej geológie a zaslúžil sa aj o uznanie československej vedy v týchto odvetviach v zahraničí.

Od roku 1945 až do odchodu do dôchodku pôsobil ako profesor na Vysokom učení technickom v Brne. Tu vybudoval moderný ústav mechaniky zemín a vychoval celú generáciu inžinierov — geotechnikov.

Jeho vedecká práca je veľmi významná a priekopnícka v tom, že prehĺbil teoretické podklady na riešenie praktických úloh z odboru mechaniky zemín a skalných hornín. Má prvenstvo v objavení dilatancie a kontraktancie pri šmykovom namáhaní a v aplikácii ich mechanizmu pri posudzovaní stability svahov. Podarilo sa mu nájsť spôsob merania reziduálneho napätia v zemných telesách a vysvetliť význam jeho existencie pre posudzovanie svahov. Je autorom veľkého množstva odborných publikácií, ako aj kníh Mechanika zemín, Mechanika zemín a skalných hornín. Je spoluautorom knihy Inženýrská geologie, ktorá bola preložená do niekoľkých svetových jazykov. Jeho kniha Sesuvy a zabezpečování svahů bola preložená do japončiny.

Originálny prístup k riešeniu úloh, nevšedný záujem o prácu a príkladný postoj ku skĺbeniu vedy s geotechnickou praxou boli predpoklady vzniku toho, čo možno právom nazvať Menclovou geotechnickou školou. Osobnosť a práce jubilanta sú známe za hranicami. Pozývali ho prednášať na univerzity do Kanady, Anglicka, NDR, NSR, Nórska, Dánska a Rakúska. Na Kornellovej univerzite v Itake (USA) prednášal ako hosťujúci profesor dva semestre. Pôsobil ako expert UNESCA pri vyšetrovaní katastrofálnych skalných zosunov v Peru, za čo sa mu dostalo uznania zo strany peruánskej vlády aj UNESCA. Na vyzvanie talianskej vlády a Medzinárodnej spoločnosti pre mechaniku zemín a zakladanie stavieb, osobne dr. L. Bjerruma a prof. A. W. Skemptona, študoval príčiny katastrofy priehrady Vaiont priamo na mieste, o čom podal správu pri súdnom konaní v Miláne. V Benátkach sa zaoberal problematikou sanácie proti sadaniu. V rámci RVHP pracoval vo funkcii koordinátora na viacerých úlohách z odboru zakladania stavieb a zúčastnil sa niekoľkých porád v Moskve a Budapešti. Ako odborný poradca sa aktívne zúčastnil prieskumu pre 120 m vysokú priehradu v Bicaze v Rumunsku, ktorá sa zakladala na tektonicky porušených horninách karpatského flyšu. Tu navrhol zabezpečenie údolných svahov, úpravu základovej škáry hrádze a injekčnej clony, ale tiež razenie derivačného tunela, umiestnenie vtokového objektu a pod. V Rumunsku spolupracoval pri inžinierskogeologickom prieskume pre zakladanie ďalších významných stavieb. Prof. Mencl bol odborným poradcom aj pri posudzovaní priehradných profilov pri Czorstyne a Niedzici na Dunajci a pri Soline a Miczkovciach na rieke San.

S osobnosťou prof. Mencla sú neodmysliteľne späté práce týkajúce sa územia našej republiky. Nemožno vymenovať všetky, pretože jeho odborná činnosť bola rozsiahla, ale možno povedať, že takmer nikdy nechýbal pri prieskume a výstavbe našich veľkých vodných, tunelových, priemyselných, sídliskových, banských a iných stavieb, ani pri posudzovaní stability a sanácii porušených svahov. Na Slovensku posudzoval zakladanie energetických stupňov na Váhu (v úsekoch Krpeľany — Sučany — Lipovec, Žilina — Hričov, Mikšová — Považská Bystrica). Svojimi cennými radami pomáhal pracovníkom IGHP na vodných dielach Liptovská Mara, Čierny Váh, Ružín, Starina, Plachtince a na iných. Spolupracoval na sanáciách zosunov v Handlovej, Bytči, Harvelke a v Bánovciach, pri posudzovaní stability území nových sídlisk v Košiciach, Považskej Bystrici a vo Vranove. Prof. Mencl sa ešte aj dnes zúčastňuje na spracovávaní geologických podkladov pre mnohé väčšie projektované alebo už budované stavby na Slovensku. Pre internú potrebu IGHP, n. p., Žilina, kde je už niekoľko rokov odborným poradcom, vypracoval celý rad metodických pomôcok pre oblasť mechaniky zemín a zakladania stavieb.

Prof. Mencl vytvoril dielo veľkých duchovných hodnôt a je dôstojným reprezentantom našej geológie na medzinárodných fórach. Želáme mu pevné zdravie, spokojnosť a aktivitu, aby sa ešte dlho tešil zo svojich úspechov a z úspechov geotechnickej školy, ktorú vybudoval.

Pavel Fabini

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 19, číslo 5, november 1987.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 22. 10. 1987.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor Mineralia slovaca. P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1987.