

GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 90

NEPŘEDAJNÝ VYTÍLACOK

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSc.

ČLENOVIA REDAKČNÉHO OKRUHU

RNDr. A. BEGAN, CSc., RNDr. A. BIELY, CSc., Prof. Ing. F. ČECH, DrSc., RNDr. O. FUSÁN, DrSc., člen korešp. SAV, RNDr. J. GAŠPARÍK, CSc., RNDr. V. HANZEL, CSc., RNDr. M. HARMAN, CSc., Doc. RNDr. D. HOVORKA, CSc., RNDr. M. KALIČIAK, CSc., RNDr., Ing. Ján KANTOR, CSc., Ing. E. KULLMAN, CSc., RNDr. P. REICHWALDER, CSc., RNDr. O. SAMUEL, DrSc., Prof. RNDr. CYRIL VARČEK, CSc., RNDr. I. VAŠKOVSKÝ, DrSc., RNDr. J. VOZÁR, CSc.

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE**

SPRÁVY 90

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA, 1989

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 1319 b

kat. čís.: 446/1990

Kčs kúpa: 22 -

Kčs vým.: -

Kčs dar: -

Obsah — Contents — Inhalt

MIŠÍK, M. — MOCK, R. — RAKÚS, M. — BIELY, A.: The sedimentation area of the Mecsek Mts. was not in the West Carpathians — Sedimentačný priestor Mecseku a Severných Apusenov sa nenachádzal v Západných Karpatoch	7
GROSS, P. — KÖHLER, E.: Nové poznatky o paleogénnych sedimentoch Malých Karpát — New Knowledge on Paleogene Sediments of Malé Karpaty Mts.	23
GAŠPARIK, J.: Geologický vývoj južnej časti výplne Turčianskej kotliny — Geological Development and Lithofacial Characteristics of the Turčianska kotlina Basin Neogene	43
SAMUEL, O. — BUJNOVSKÝ, A. — SNOPOKOVÁ, P.: Litostratigrafické vyhodnotenie podložia terciéru z vrtoch Závod 85 a 87 (Viedenská panva) — Lithostratigraphic Evaluation of Tertiary Basement in Drillholes Závod-85 and -87 (Vienna Basin)	57
KALIČIAK, M.: Intravulkanická panvička pri obci Banské v Slanských vrchoch — Small Intravolcanic Basin near the Village Banské in the Slanské vrchy Mts.	71
SPIŠIAK, J. — HOVORKA, D. — IVÁN, P. — JILEMNICKÁ, L.: Karbonátové metasedimenty amfibolitevej fácie klátovskej skupiny (staršie paleozoikum, gemerikum, Západné Karpaty) — Carbonatic Metasediments of Amphibolite Facies of the Klátov Group (Lower Paleozoic, Gemicum, West Carpathians)	81
KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. — CAÑO, F.: Hydrotermálna mineralizácia v terciérnych neovulkanických komplexoch na južných svahoch Štiavnických vrchov vo vrtoch PKŠ-1 a GK-6 — Hydrothermal Mineralization in Tertiary Neovolcanic Complexes on the Southern Slopes of the Štiavnické vrchy Mts. in the PKŠ-1 and GK-6 Drillholes . . .	95
PLANDEROVÁ, E.: Korelácia mikrofloristických asociácií brakickej a sladkovodnej molasy z Bavorska s mikroflórou neogénu centrálnej paratetýdnej oblasti — Correlation of Microfloristic Associations of Brackish and Fresh-water Molasse in Bavaria with Neogene Microflora of the Paratethyd Area	107
SAMUEL, O.: Plán činnosti a zloženie Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie	121
SOTÁK, J. Recencia knihy: Hovorka, D. — Spišiak, J.: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát	137
ROZLOŽNÍK, L.: Recenzia knihy Vozárová, A. — Vozár, J.: Late Paleozoic in West Carpathians	139
MICHALÍK, J.: 1. celoštátna paleontologická konferencia	141



IGC PROJECT 56/198
„Evolution of the Northern margin of Tethys“
Dionýz Štúr Institute of Geology
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Czechoslovakia



MILAN MIŠÍK — RUDOLF MOCK — MILOŠ RAKÚS — ANTON BIELY

The sedimentation area of the Mecsek Mts. was not in the West Carpathians

5 text-figs, Slovak summary

Accepted in y. 1987

Abstract. In the paleogeographical reconstructions several Hungarian geologists place the Mecsek Mts. during the Mesozoic to the sedimentation area of the West Carpathians, either connect it with the Tatricum or place it to the substratum of the Flysch Belt at the contact of the West and East Carpathians or to the margin proper of the Bohemian massif (European platform) to the neighbourhood of the Silesian unit. With comparison of facial development of the individual stratigraphical levels and tectonic consequences we point to the circumstance that this opinion cannot be maintained. We mention the reasons according to which the sedimentation area of the Mecsek Mts. at least in the Lower Jurassic, should be supposed at the end of the South Carpathians.

Introduction

The Mecsek and Villány Mts. were considered as part of the rigid Pannonian massif until the beginning of the seventies. In the sense of the classicists of Alpine geology it represented a median mass („Zwischengebirge“). New facts, however emerged, which forced to revise this opinion. B. GÉCZY (1973) proved by the analyses of the fauna of Jurassic ammonites from the Villány Mts. close relations to the northern (Subboreal) associations. By drilling works the Szolnok trough with flysch filling of Upper Cretaceous-Paleogene age was discovered directly amidst the so called Pannonian massif (L. KÖRÖSSY, 1959); K. BALOGH (1964) proved the Dinaride character of the Bükk Mts.

The northern provenance of Jurassic ammonites in the Villány Mts., the presence of the Keuper facies in the Mecsek and Villány Mts. as well as the amount of clastic material building up the Gresten formation of the Mecsek

Prof. RNDr. M. Mišík, DrSc. — RNDr. R. Mock, CSc., Department of Fundamental Geology and Paleontology at the Faculty of Sciences of the Comenius University, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, RNDr. M. Rakús, CSc. — RNDr. A. Biely, CSc. — Dionýz Štúr Institute of Geology, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

Mts. were a stimulation to formulation of hypotheses, according to which the original sedimentation areas of these two mountains were situated at the southern margin of the stable Europe. In accordance with the mobilistic ideas, which rapidly took up prevalence under the influence of new global tectonics, the far-reaching transportation of the Mecsek and Villány Mts. to the present-day positions was explained by strike-slip movement at a transform fault.

According to the scheme of S. KOVÁCS (1980, fig. 5) Mecsek and Villány have formed during the Triassic the direct continuation of the Tatricum towards the East; their continuation was the Zemplín unit and the Bihorian „autochthon“. We designate it as variant A.

In the year 1984 M. KÁZMÉR — S. KOVÁCS — Cs. PÉRO modified this in the sense that the Villány Mts. were situated in continuation of the Tatricum and were linked with the Bihor Mts. whereas the area of Mecsek Mts. was situated north of them (in the substratum of the present-day Flysch Carpathians) in close proximity to the Scythian platform. (Variant B).

A new variant „C“ of original location of the Mecsek and Villány Mts. sedimentary basins was presented and argued by the Hungarian Working Group of IGCP Project No. 198 („Evolution of the Northern Margin of the Tethys“) at the working session in September 1986 in Zürich. A part of this elaboration was the paleogeographical scheme of the Pliensbachian, according to which the Mecsek and Villány basins were originally situated immediately at the margin of stable Europe (Bohemian massif) in direction of continuation of the Gresten zone of the Alps.

On the other hand, the Bihor zone of the Apuseni Mts. was linked with them. According to this scheme, south of them was the Central-Penninic zone including the Hochstegen ridge, with which in eastern direction the Papuk (?), Békés (?) and Codru zones were linked. South of them the South Penninic trough followed, at the southern margin of which the Czorsztyn, Pieninic, Kłape and Manin zones and the Tatride zone, the direct continuation of the Lower Austroalpine zone, were situated. The units of the Klippen Belt and Tatricum, according to this scheme, formed a part of the African margin of the Tethys whereas the Mecsek and Villány Mts. were situated at the opposite side of the oceanic trough at the shelf of the European continent. This is a conception diametrically different from the preceding two variants.

Besides that, in this sketch the Mecsek Mts. are placed roughly to the substratum of the Silesian unit and not to the substratum of the Flysch Belt at the boundary of the West and East Carpathians as it was in the preceding works. In the work by M. KÁZMÉR (1986, p. 86) is a mention not commented nearer that the Mecsek Mts. have relations to the Maramureş flysch unit of Rumania and the Pieninic Klippen Belt of the Carpathians.

In our opinion — and so we identify with the opinion of M. MAHEĽ (1980, 1983) — the sedimentation areas of the Mecsek and Villány Mts. were never a part of the sedimentation area of the West Carpathians. In the next we shall mention the reasons against all three variants: variant A: S. KOVÁCS (1980, 1982, 1984), variant B: M. KÁZMÉR, S. KOVÁCS — Cs. PÉRO (1984) and variant C: the Hungarian Working Group of IGCP No. 198 (1986).

We begin with the analysis of relations of the Mecsek-Villány Mts. with the units of the West Carpathians, first following the individual stratigraphical levels.

Comparison according to stratigraphic horizons

Precambrian. The thick layers of crystalline limestones of the Ófalu phyllite complex in the Mecsek Mts. were ranged by B. JANTSKY (1979) to the Proterozoic. In the table of the lithostratigraphical formations of Hungary (J. FÜLÖP et al. 1983) this complex was assigned to the Devonian, mainly for the occurrence of carbonates. After paleontological evidence of the Silurian in the normal overlier of this complex (H. KOZUR 1984) we considered the Proterozoic age of the Ófalu complex as proved. The abundant presence of carbonates in the Proterozoic testifies against competence to the Proterozoic platform (variant B, C). Carbonates are also missing in the complex of crystalline schists of the Vysoké Tatry Mts. (variant A).

Silurian. The presence of the Silurian in the Mecsek Mts. (M. KOZUR 1984) excludes the possibility of correlation with the Tatricum (variant A). We suppose that just this datum was a stimulation to shift the original Mecsek area to the substratum of the Flysch Belt, to the neighbourhood of the Scythian platform where the non-metamorphosed Silurian is known.

Carboniferous. The clastic Stephanian sequence with seams in the Mecsek and Villány Mts. has no analogy in the Tatricum (variant A). The blocks of coal in the West Carpathian Flysch zone as well as in the Klippen Belt are not of Stephanian but always of Namurian age (against C).

Permian. The uranium-bearing Permian in the Mecsek Mts. is strongly developed (2—3 km thickness) with a layer of 150 m rhyolites. In the Tatricum of the West Carpathians it nowhere attains such thicknesses and rhyolites are found sporadically in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts. only. In the Middle Permian of the Mecsek Mts. a palynoflora containing Gondwanian elements (A. BARABÁS — STUHL 1981) occurs, in the Permian palynoflora of the West Carpathians Gondwanian elements have not been found in spite of numerous analyses.

Lower Triassic. The Jakabhegy Formation, a 400 m thick complex of sandstones and conglomerates, in which pebbles of quartz porphyries are dominating and pebbles of granites are also present (M. KASSAI — E. NAGY in G. CSÁSZÁR — J. HAAS 1984), with pebbles up to 30 cm, has no analogy in the whole West Carpathians.

Middle Triassic. The presence of vermicular limestones in the Middle Triassic of the Villány Mts. hardly may be considered as an argument in favour of the neighbourhood with the Tatricum (S. KOVÁCS 1980 and other) as this facies is generally spread. The fauna of brachiopods, lamellibranchs, conodonts and ammonites of the Mecsek Mts. (see M. KÁZMÉR 1986, p. 83) is nowhere known

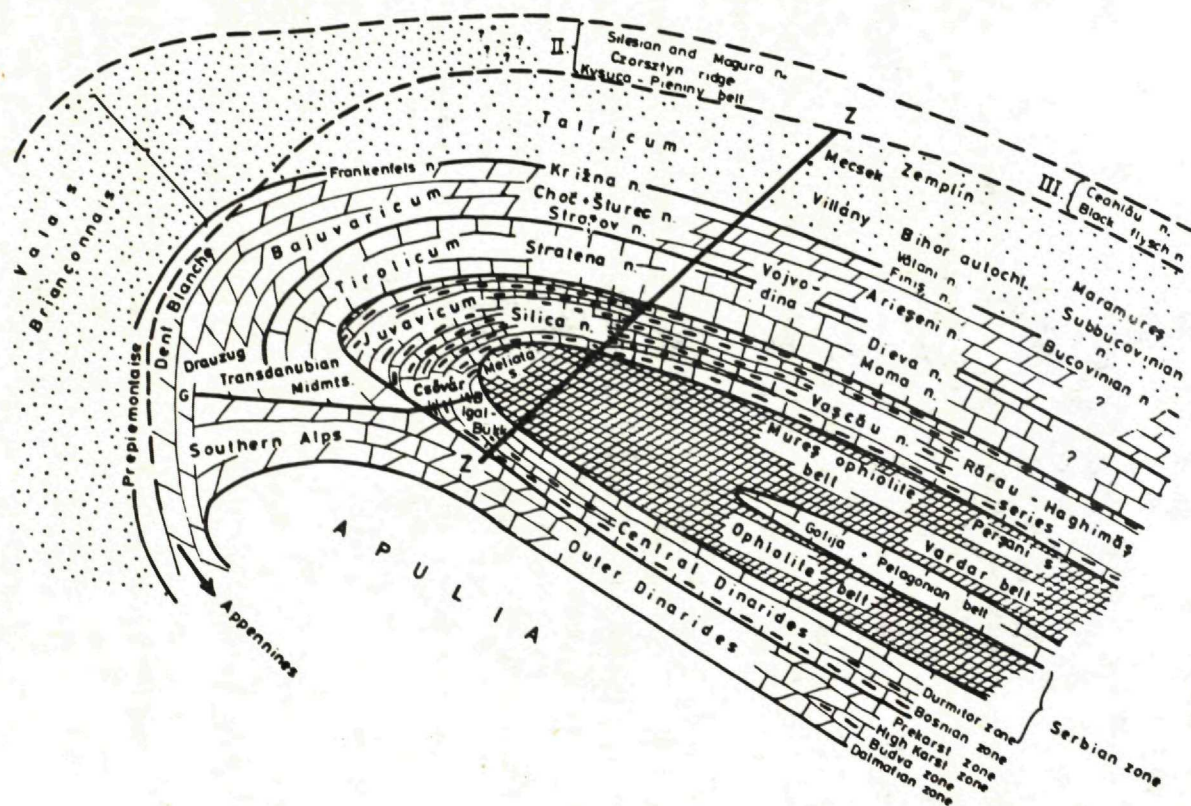


Fig. 1 S. Kovács (1982, Fig. 3): Original arrangement of the Norian isopic zones in the Alpine-Carpathian-Dinaric system.

from the Middle Triassic of the Tatricum, neither intercalations of crinoidal limestones (L. RÁLISCH in G. CSÁSZÁR — J. HAAS 1984 — Misina Formation). In the rich conodont fauna in the Pelsonian *Gondolella bifurcata hanbulogi* dominates (S. KOVÁCS — J. PAPŠOVÁ 1986), an element typical of the southern part of the Tethys, which although does not confirm, but certainly indicates the southern position of the Mecsek Mts. in the Triassic. E. NAGY — L. RAVASZ — BARANYAI (1986) mentioned a tuffitic layer with kaolinite and siderite from the base of the Ladinian complex in the Mecsek Mts. In the Tatricum such a horizon is nowhere known.

Upper Triassic. The Keuper facies from the Mecsek and Villány Mts. is compared with the Carpathian or Germanic Keuper. Composition of the clastic material has not been investigated from this viewpoint so far. Below the „Keuper“ in the Mecsek Mts. however, is lying a 120 m thick sequence of black limestones and marls with gastropods and ostracodes of a freshwater environment (Kantavár Formation) whereas in the Tatricum and Fatricum of the West Carpathians are always light-coloured dolomites below the Keuper. We remark that the Upper Triassic in red clastic-lagoonal development is also known from North Africa. According to H. Kozur (oral communication) the rich ostracode fauna from the Keuper in the Mecsek Mts. has no one species common with the ostracode fauna of the Germanic Upper Triassic (whereas the ostracode associations in Germany and the Pericaspian region are almost identical).

As no doubts were expressed about common competence of the Mecsek and Northern Apuseni Mts. to the Tisia microplate during the Triassic, we consider as necessary to mention an important datum about the presence of conodonts and holothurian sclerites in the Cordevolian of the Valani nappe (Northern Apuseni), which belong to the West-Mediterranean-Arabian faunistic province (H. KOZUR 1979). The mentioned elements are typical of the southern margin of the Tethys, they were found nowhere in the West Carpathians, Eastern Alps, neither in the Germanic region, testifying against all three mentioned variants of location of the Mecsek Mts.

In the Mecsek Mts. the continental Rhaetian is found; such a facies is known in one core mountains of the West Carpathians only — in the Vysoké Tatry Mts. From total 7 spore species of the Upper Carnian-Norian-Rhaetian (Karolina-völgy Formation), mentioned by G. LACHKAR — G. BÓNA — M. J. PAVILLON (1984), with 16 species mentioned from the Norian and Rhaetian of the Vysoké (Západné) Tatry Mts. (J. MICHALÍK — E. PLANDEROVÁ — M. SÝKORA 1976) only one species is common — *Ovapollis ovalis*.

Liassic. The greatly developed Gresten coal-bearing formation of the Mecsek Mts. (500—3500 m, according to other estimations 200—1200 m), is the most noteworthy member of these small mountains. There are 38 exploitable coal seams. We mention for comparison that in Gresten (Eastern Alps) its thickness is only 60 m with 2 coal seams, in Bihor 170 m and 1 coal seam, in Brašov 200 m and 1 coal seam, in Rešica (Banat) 250 m and 2 coal seams, in Anina (Banat) 300 m and 6 coal seams (E. NAGY 1969).

In the contact region of the South Carpathians and Balkans on the territory of Yugoslavia are 2—3 coal seams of thickness up to 2,5 m in the Lower Liassic (G. LACHKAR et al. 1984). In continuation, in the westernmost part of Bulgaria, are further occurrences of Liassic coal (J. JOVČEV 1965, map): in the Forebalkan two localities west of Michajlovgrad, one west of Vraca, in the southern zone two localities close to the frontier with Yugoslavia (in other areas of Bulgaria only weakly coal-bearing Jurassic is indicated near Teteven and Kolarovgrad).

The greatest affinity to termination of the South Carpathians results from it. In the work by E. NAGY (1969) it is considered as „paleogeographical convergence“, in our opinion it indicates spatial linking of facies with the Mecsek Mts.

In the Tatricum there are no Gresten beds; the deposits which were considered as the Gresten beds (Kopieniec Formation) correspond to the Kalkburg beds of the Alps. This testifies against variant A. In the Pieninic Klippen Belt the so called Gresten beds are mentioned from two klippen of the Kysuca or Nižná development (locality Krásna Hôrka in Orava and locality Jedlovinka near Zázrivá of thickness 50 m and 30 m). They are formed by sandstones with arietids and shales without traces of coal. The whole formation is exclusively in marine development. In the Czorsztyn unit the Lower Liassic is different (the Lower Sinemurian with lumachelle-crinoidal limestones with gryphei). No fragments of Liassic coal are known from Cretaceous and Paleogene clastic deposits of the Flysch Belt although we know fragments of Upper Carboniferous coal from there (E. TURNAU 1970) and even no Liassic sporomorphs although redeposited Permian and Lower Triassic sporomorphs are present (T. KORÁB — P. SNOPOKOVÁ 1972). It is improbable that the thick sequence of the Gresten beds would not had been uncovered when we know pebbles of the Upper Liassic in Fleckenmergel development from the Magura unit (Strihov beds). This testifies against variant B. The exotic pebbles of the Silesian unit, in spite of great diversity, have provided no Liassic rocks, what testifies against variant C. The thickness of Fleckenmergel (Allgäuschichten) in Mecsek is 2500 m, the maximum in the West Carpathians is 250 m.

In the Gresten beds of the Mecsek Mts. a layer of 10 m rhyolite tuffs is known in the Upper Hettangian (or Lower Sinemurian) (M. KÁZMÉR 1986), established in the whole observed course of 25 km. One of the tasks should be seeking for the volcanic centres of this volcanism. There is no evidence of volcanism in the Liassic from the whole region of the West Carpathians (testifies against variant A). Neither in the Gresten beds of the Eastern Alps it is known. In boreholes below the fore-deep A. TOLLMANN (1985, p. 420) mentions the Porrauer Diabas-Komplex from the base of the Mesozoic. The mentioned „metadiabases“ and sediments connected with them are ranged to the Upper Liassic-Lower Dogger. They are passing laterally into the „Untere Quarzarenitserie“ with intercalations of coal and Upper Liassic-Lower Dogger sporomorphs (F. BRIX et al., 1977); A. TOLLMANN designated them originally as the Gresten beds (on the Czechoslovak side they should pass into the Bořetice and Diváky beds); later (A. TOLLMANN 1985) he compares them with the Waidhofen beds. The mentioned volcanics could not have been the source for rhyolite tuffs in the Mecsek

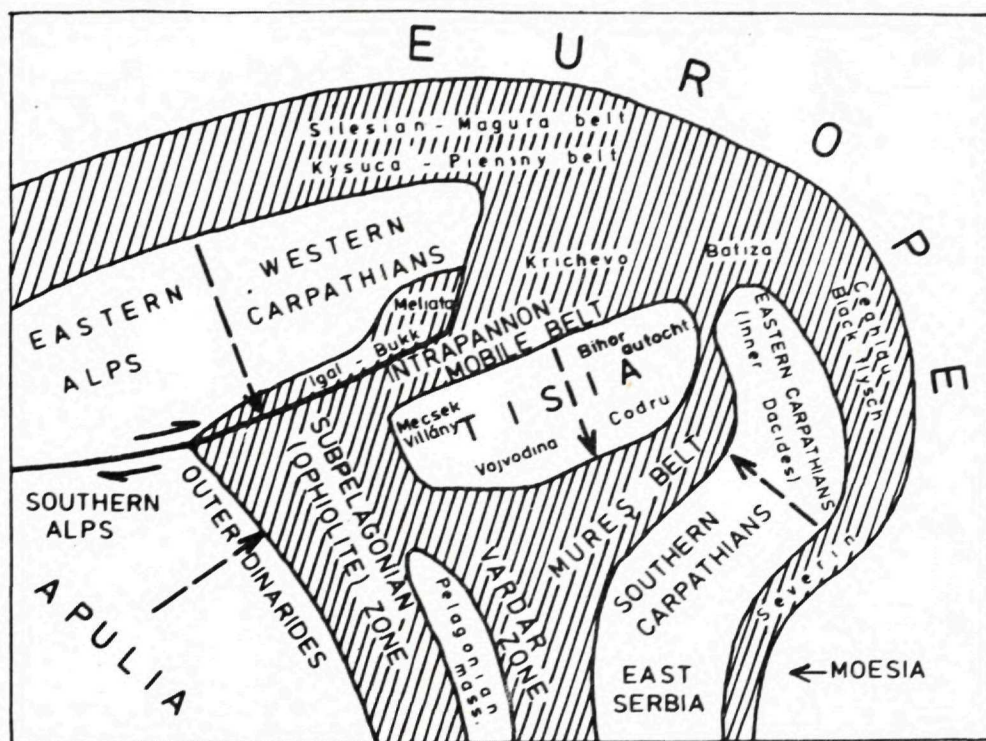


Fig. 2 S. Kovács (1982, Fig. 4): Approximate position of Tisia at the end of the Jurassic — beginning of the Cretaceous.

Mts., because they are basic on the one hand and essentially younger on the other hand. If the Mecsek Mts. were situated in the substratum of the Carpathian Flysch Belt, the pyroclastic material should be derived from volcanoes of the adjacent platform in Poland. Such a volcanism is, however, not known (P. A. ZIEGLER 1982, p. 18), what testifies against variants B, C. It is remarkable that trachyte and diabase volcanism is mentioned from the Liassic of the Getic nappe in the South Carpathians, however, from a higher level (Pliensbachian-Toarcian) overlying the Gresten coal-bearing formation. In spite of that we consider this spatial relation as possible; for instance, in the Barrandien thin intercalations of acid pyroclastic rocks are known in the Lower Cambrian, but acid lavas are found in the Upper Cambrian only.

Dogger — Malm. The higher Jurassic members are generally of similar development in the Villány Mts. and Tatricum. Then, it is necessary to stress,

we cannot explain the faunistic differences between the mentioned regions established by B. Géczy (1973) and A. Vörös (1977, 1984) by facial causes and the more they are of paleogeographic importance. The hiatus before the Dogger, stromatolites in the Lower Callovian, red limestones in the Bathonian and perhaps also grey limestones with „pelagic oolites“ in the Villány Mts. (Szár-somlyói Limestone Formation-Oxfordian-Tithonian), which could correspond to the microoncolite limestones of the High Tatric unit were probably a stimulation for S. Kovács (1980) to formulate variant A. It is, however, necessary to be aware of the fact that stromatolites were found in one profile of the High Tatric unit and in no other core mountains in the Tatricum (otherwise they are common in this horizon of Tethyan Europe, e.g. in the Betic cordiller). The ammonite fauna in the Callovian of the Villány Mts. belongs to the richest in the world, contrasting with the poor fauna from limestones in the Vysoké Tatry Mts. In the Mecsek Mts. red nodular limestones are found in the Bathonian, Oxfordian and Kimmeridgian-Lower Tithonian (M. KÁZMÉR 1986). In the Flysch Belt of the West Carpathians blocks of red nodular limestones are known, but always with Oxfordian fauna only (Krosno unit near Bachovice in Poland, Magura unit near Cetechovice, Moravia). In the flysch of eastern Slovakia (Strihovce beds) are pebbles of various Jurassic facies, however, there are no red limestones among them (against variant B). In the Mecsek Mts. are no traces of such a typical Tithonian facies as the Štamberk limestone with detritus of coral reefs (against variant C).

Lower Cretaceous. A conspicuous phenomenon in the Mecsek Mts. (less in the Villány Mts.) is a strong alkalic basalt volcanism within the range of the Berriasian-Valangian (maximum) to Barremian. As an abundant volcanism of similar character (more ultrabasic-teschenites) is in the Silesian unit of the Flysch Belt roughly synchronous (sporadically the Tithonian, Valanginian to Lower Aptian — E. MENČÍK et al. 1983), this circumstance was perhaps the main stimulation for formulation of variant C. The essential difference, however, is that in the Silesian unit it accompanies the preflysch and flysch formation whilst in the Mecsek Mts. typical pelagic limestones.

Pelagic marls with olisthostromes of Hauterivian—Barremian age with abundant basalt conglomerates (Magyaregregy Conglomerate Formation) have nowhere an analogy in the West Carpathians. On the contrary to variant A it may be still remarked that in the High Tatric unit volcanic rocks (limburgites) are found in the Upper Tithonian—Berriasian only. The extent of basic volcanism in the Mecsek Mts. and in boreholes in the substratum of the Neogene is quantitatively so significant that M. KSIĄŻKIEWICZ (1977, fig. 3) supposed the existence of an oceanic crust in the Jurassic-Lower Cretaceous only in this zone whereas he considered all zones of sedimentation of the West Carpathians as situated on a continental crust.

Location of the Mecsek-Villány Mts. and Northern Apuseni at the northern margin of Tethys is contradicted by the presence of bauxites in the Valanginian-Barremian in the Villány Mts., Bihor „autochthon“ and Valani nappe. Formation of bauxites in these more northern geographical latitudes is improbable

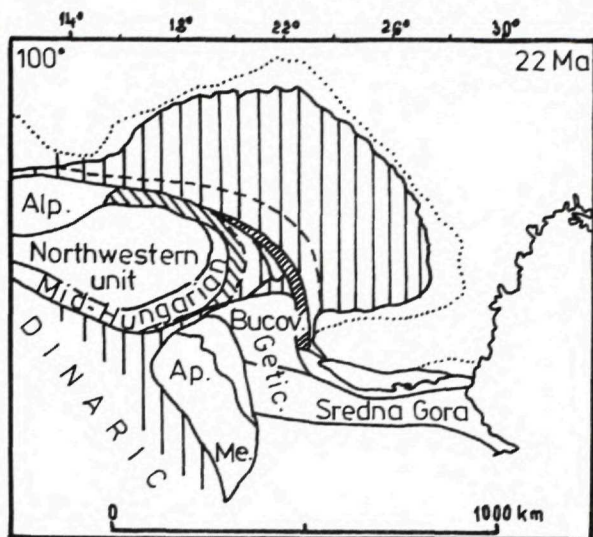


Fig. 3 Situation of Tisia (Me = Mecsek Mts., Ap = Apuseni) at the beginning of the Miocene in the kinematic model of Z. BALLA (1986, Fig. 2).

already for paleogeographical reasons. Nowhere in the northern-external zones, even not in the Eastern Alps, bauxites older than the Upper Cretaceous are known. In the West Carpathians nowhere hiatuses are known in the Lower Cretaceous, accompanied by bauxites, even not in the Pieninic Klippen Belt; there are no traces after redeposited Al-hydroxides also in the Flysch Belt. The occurrences of bauxites in the West Carpathians are distinctly post-Middle Cretaceous (Senonian, certainly pre-Eocene). On the contrary to that, e.g. in Yugoslavia, numerous deposits of bauxite covered with the Valangian are known: Vršar, Rovini, Nijegas in Montenegro, elsewhere covered with the Barremian-Aptian: Bosenska Krupa, Mljet, Mikšič (J. Ilavský et al. 1979, p. 170). In the Villány Mts. a higher horizon of bauxites is also found, which could be of Albian age. Albian bauxites are also found in the Bakony Mts. (Alsópere Bauxite Formation) and Getic nappe of the South Carpathians (Hateg basin, M. SÂNDULESCU in M. MAHEĽ et al. 1974, p. 273).

It results from the above mentioned that the Mecsek—Villány—Northern Apuseni must have been in southern positions and already in areal proximity to the Bakony Mts. in the Lower Cretaceous, as testified also, besides the bauxites, by the presence of the Lower Albian pachyodont facies in the Bakony, Villány, Bihar Mts. (such Albian facies is nowhere known in the West Carpathians) and layers of characeans in the Lower Cretaceous: Bakony, Villány, Bihar Mts. (not found in the Lower Cretaceous of the West Carpathians).

Tectonic difficulties of the proposed variants

Displacement is supposed along transform faults. In all three variants the Mecsek Mts. must have crossed several distinct sedimentary — facial zones during the displacement. Such transform faults of transversal orientation must have been manifesting significantly also in the following history and with formation of tectonic units, however, we have no evidence of it. In the variant A. S. Kovács (1984) mentions that displacement of the Mecsek Mts. took place already in the Jurassic, what is very improbable (in variant C they even must have crossed a trough with just spreading oceanic floor). If we place this process into the Lower and Middle Cretaceous, the Mecsek Mts. would have moved against the originating nappes, transported in opposite direction. At the same time it would be difficult to explain, why no nappe was overthrust on the Mecsek Mts. under these circumstances.

Relations of the Mecsek Mts. and South Carpathians (Banat)

So far as the area of sedimentation of the Mecsek Mts. was, in fact, located originally at the margin of the North European platform in the Jurassic, we suppose that it is necessary to seek for spatial relations rather to the South Carpathians than West Carpathians. We call attention to these following facts.

The occurrence of metamorphosed limestones in crystalline rocks of the Mecsek Mts. as well as in the Prebaikalian complex of the South Carpathians (gneisses, amphibolites, marbles). In both regions the Upper Carboniferous and Permian are in continental development, in both regions coal seams are present in the Stephanian. The Permian contains only acid volcanics in both regions. In the Lower Scythian of the Mecsek Mts. and Getic nappe are conglomerates, they are missing in the West Carpathians except sporadical angular fragments of vein quartz in basal quartzites of the Tatricum. The pebbles of red granites present in these conglomerates of the Mecsek Mts. could be rather derived from crystalline rocks of the South Carpathians. As the Triassic of the Danubian autochthon was removed by erosion, it cannot be compared directly; however, just the great erosion affecting even the Permian indicates the possibility that the clastic material for the Gresten complex of the Mecsek Mts. was supplied from there. After the Mecsek Mts. just in the Banat we are finding the greatest number of coal seams in the Lower Liassic of the whole Alpine — Carpathian region. In the South Carpathians as well as in the Mecsek Mts. the continental Lower Liassic is gradually passing into the marine Middle Liassic. In the South Carpathians trachytes, which are the only acid volcanics known in the Jurassic in the East-Alpine-Carpathian region and could have spatial linking with Lower Liassic acid tuffites of the Mecsek Mts. (the rocks from exposures are, however of younger, Middle Liassic age), are resting on the Lower Liassic. The horizon with Fe-oxides is in the Upper Bathonian-Lower Callovian in the Danubian autochthon, also in the Villány Mts. In both regions are two horizons of red

nodular limestones, one in the Dogger, the second in the Malm. In the Mecsek Mts. the lapilli of basic volcanics were found in the Kelloway-Oxfordian (I. FÖZY — Cs. LANTAI — K. SCHLEMMER 1985). There are no traces of volcanic rocks of this age in the West Carpathians. In the East Carpathians an Oxfordian volcanism is known near Poiana Botizei (G. BOMBITA — H. SAVU 1985). In the Getic nappe is a Tithonian-Neocomian pelagic facies as in the Mecsek Mts. and a typical Barremian-Aptian Urgonian facies as in the Villány Mts. The carbonate flysch Sinaia Formation of the Severin nappe contains abundant Tithonian-Neocomian volcanics, which can be compared with volcanics of the Mecsek Mts. (however, linked with the flysch complex and not with pelagic limestones as in the Mecsek Mts). In the Getic nappe bauxites of Albian age are found, perhaps analogous with the higher horizon of bauxites in the Villány Mts.

The rotation of the Mecsek by more than 90° is most probable also in the opinion of several Hungarian geologists (for instance, Z. BALLA 1986). This implies that the measured directions of supply from the north (mainly at Liassic clastics) testify to the supply from the east supposed by us.

The possibility of linking of the Mecsek Mts. with the South Carpathians is also evident from the works of some Hungarian geologists. For instance, A. VÖRÖS (1984) writes that the Jurassic fauna of molluscs and brachiopods from the Mecsek and Villány Mts. has closest relations to the fauna from the Apuseni, East Carpathians, South Carpathians, Germany and France.

We are finding the Mecsek Mts. with the South Carpathians also in the schemes of the kinematic model of Z. BALLA (1986), in his opinion still at the beginning of the Miocene the Mecsek Mts. were situated in southern neighbourhood of the Geticum, according to the sketches they underwent clockwise rotation and a movement towards the west to their present-day position during the Miocene. With such a solution the necessity of conspicuous crossing of so many facial zones as, e.g. in variant A, could be abandoned. The model of Z. BALLA has some points contiguous to our opinion of location of the Mecsek Mts. in neighbourhood of the Geticum, of their former more southern position. The difference is mainly that westward movement of the Mecsek Mts. in our opinion was probably taking place still in the Lower Cretaceous and not in the Upper Miocene. If at the beginning of the Miocene the Mecsek Mts. were actually in the same position as drawn by Z. BALLA (1986), then it is difficult to understand why they were not affected even by traces of banatite volcanism. The disintegration of Tisia still before the Middle Cretaceous provided us the possibility to understand why the Northern Apuseni have a typical nappe structure and the Mecsek Mts. have not.

According to the kinematic model of Z. ROTH (1986) the „Transylvanian block“ (thus also the Mecsek Mts.) was situated by several hundreds of km more southerly, what would explain well formation of bauxites on it during the Lower Cretaceous. Z. Roth considers a far-reaching movement to the north with a weak western component only (it is a model diametrically different from all three variants A, B, C, which required a movement to the south or SW).

We show also a further possibility, which explains the affinity of the Triassic

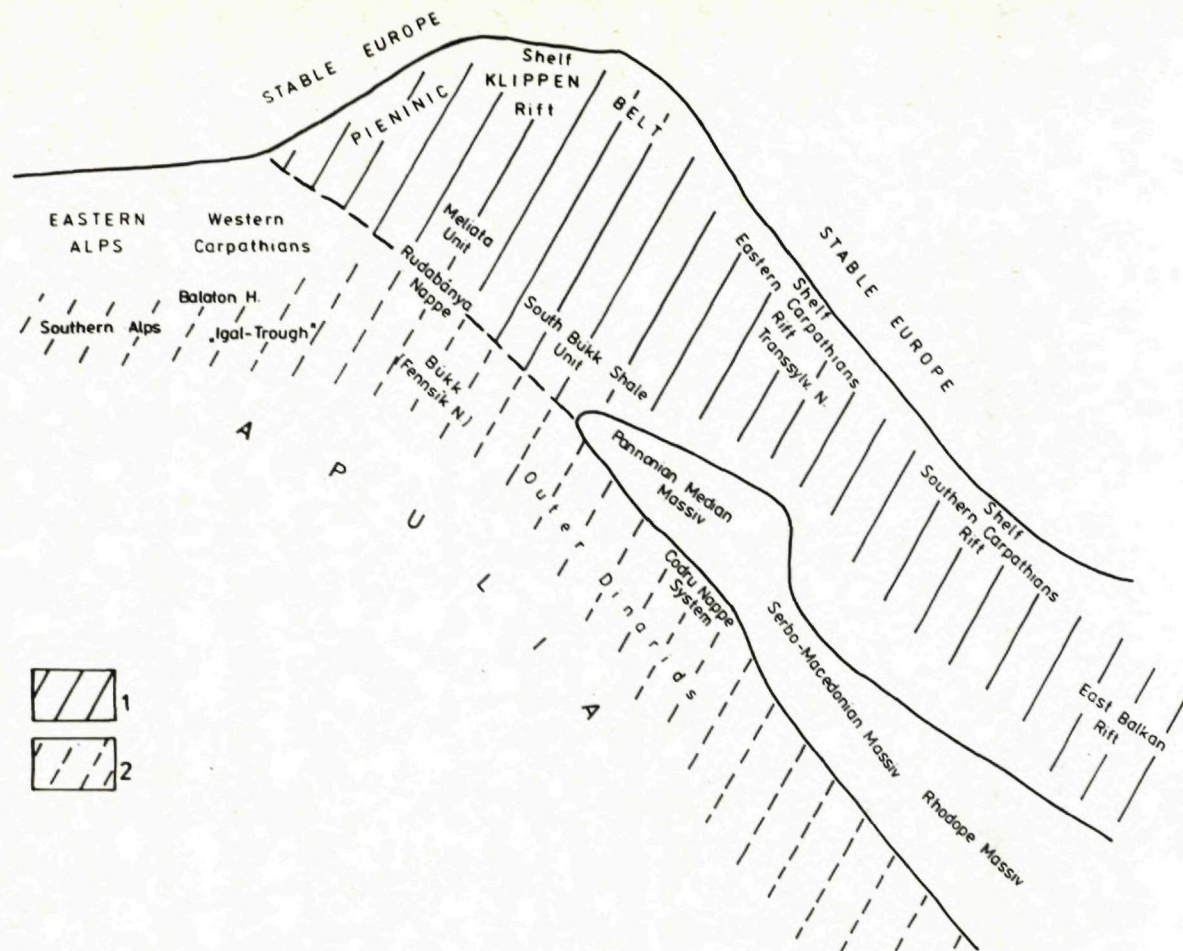


Fig. 4 Highly schematized idea of the paleogeographical situation in the Pelsonian to Lower Carnian according to H. KOZUR—R. MOCK (1986, Fig. 2a). 1. Eastern rift system, 2. western rift system, less active in that time.

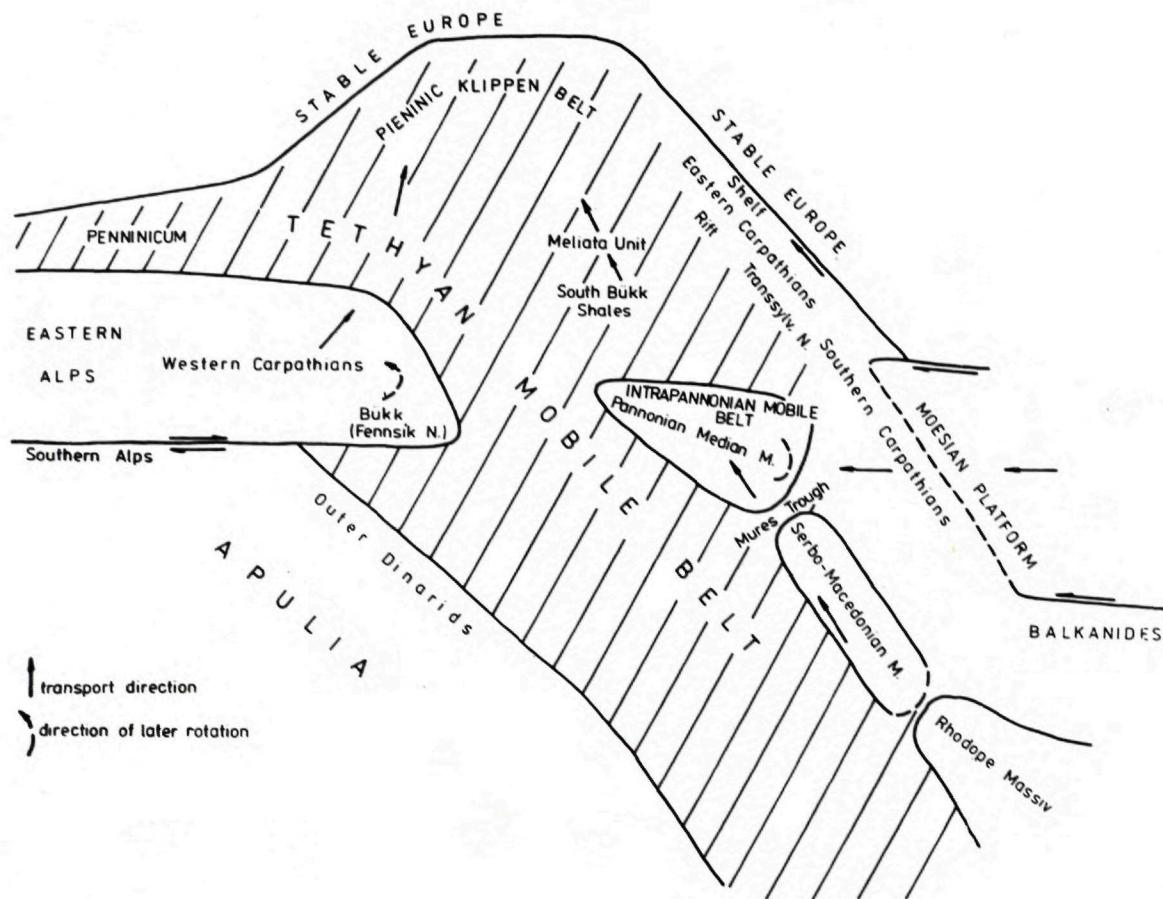


Fig. 5. Highly schmatized idea of Lower Malm paleogeography (according to H. KOZUR—R. MOCK 1986, Fig. 3).

fauna from the Mecsek Mts. to the southern faunas and of the Jurassic faunas from the Mecsek Mts. to northern faunas.

The idea of the position of the Mecsek and Villány Mts. according to H. Kozur and R. Mock (1986) tries to solve the problems in a complex way: Tisia, the Serbo-Macedonian massif and Rhodope massif (originally forming one whole) were the margin of Apulia in the Triassic. Latest in the Ladinian these units were separated from stable Europe by a eastern rift oceanic trough, which was gradually opening from east to west. In the Upper Triassic the western rift system (west and south of Tisia) began to be formed, which was little active at the beginning and made faunistic communication between Tisia and the shelf of Apulia possible (Fig. 4).

The area of sedimentation of the Eastern Alps and West Carpathians is still in close neighbourhood of stable Europe in the Triassic, as manifested by clear sedimentological and faunistic relations.

In the uppermost Triassic the eastern rift started to close (Kimmerian movements and Tisia came nearer to the margin of stable Europe).

An essential paleogeographical turn took place in the Jurassic (Fig. 5). With gradual opening of the oceanic western rift Tisia was cut off from the southern margin of Tethys; at the same time the eastern rift closed and faunistic and sedimentological influences between Tisia and stable Europe set in. Both regions are characterized by a fauna of the northern shelf of Tethys (Submediterranean province of B. GÉCZY 1973).

In the Jurassic the western rift (Vardar ocean) was gradually prolonged to the west, the Penninic trough or trough of the Vahicum and Penninicum was opening, cutting off the region of the Eastern Alps and West Carpathians from the shelf of stable Europe.

The whole region south of the Penninic rift became a part of the African or Apulian shelf, what is also distinctly manifested by faunistic relations. The regions with not only distinct faunistic but also sedimentological relations to stable Europe in the Triassic were inhabited by southern Tethyan faunas in the Jurassic (Mediterranean faunistic province of B. GÉCZY 1973).

Translation: Jozef Pevný

References

- BALLA, Z. 1986: Palaeotectonic reconstruction of the Central Alpine-Mediterranean belt for the Neogene. *Tectonophysics*, 127, Amsterdam, 213—243.
- BALOGH, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. *MÁFI ÉVK.*, 48, Budapest, 245 až 719.
- BARABÁS-STUHL, Á. 1981: Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mts. (South Hungary). *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 24, Budapest, 49—97.
- BRIX, F.—KRÖLL, A.—WESSELY, G. 1977: Die Molassenzzone und deren Untergrund in Niederösterreich. *Erdöl-Erdgas Zeitschrift*, 93, Sonderausgabe, Hamburg, 12—35.
- CSÁSZÁR, G.—HAAS, J. 1984a: Excursion 104 Guidebook. Hungary. *Int. Geol. Congress, XXVIIth session Moskow*, Budapest, 92 pp.
- CSÁSZÁR, G.—HAAS, J. 1984b: The Cretaceous in Hungary: a review. *Acta geol. Hung.*, 27, 3—4, Budapest, 417—428.

- FÜLÖP, J. et al. 1983: Magyarország litosztratifikai formációi. 1 tab. Budapest.
- GÉCZY, B. 1973: Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. *Acta geol. Acad. sci. Hung.*, 17, Budapest, 421—428.
- ILAVSKÝ, J. et al. 1979: Metallogenèse de l'Europe alpine centrale et du Sud-Est. *Inst. Geol. D. Štúr*, Bratislava, 1—414.
- JANTSKY, B. 1979: Géologie du socle cristallin granité de la Montagne Mecsek. *MÁFI Évk.*, LX, Budapest, 385 pp.
- JOVČEV, J. 1965: Osnovy geologii i poleznyje iskopajemyje territorii NR Bolgarii. VII. Kongress Karpato-balk. geol. assoc., Sofia, 223 pp.
- KÁZMÉR, M. 1986: Tectonic units of Hungary: their boundaries and stratigraphy (a bibliographic guide). *Ann. Univ. Sci. Budapestiensis R. Eötvös, sect. geol.*, XXL, Budapest, 12 pp.
- KÁZMÉR, M. — KOVÁCS, S. — PÉRO, Cs. 1984: Tanulmányutóm a Pennini-szirtövben és Lengyel-Tátrában. *Ált. Földt. Szemle*, 20, Budapest, 103—145.
- FÖZY, I. — LANTAI, Cs., — SCHLEMMER, K. 1985: A Pliensbachian — Lower Cretaceous profile at Zobápuszta (Mecsek Mts., Hungary). *Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol.* 25, Budapest, 97—115.
- KORÁB, T. — SNOPKOVÁ, P. 1972: Palynologické a stratigrafické zhodnotenie lupkovských vrstiev a ich paleogeografická interpretácia. *Geol. Práce, Správy* 60, Bratislava, 79—101.
- KOVÁCS, S. 1980: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine facies region. *Földt. Közl.* 110, 3—4, Budapest, 360—381.
- KOVÁCS, S. 1982: Problems of the „Panonian Median Massif“ and the plate tectonic concept. Contribution based on the distribution of Late Paleozoic — Early Mesozoic zones. *Geol. Rundschau*, 71, Stuttgart, 617—640.
- KOVÁCS, S. 1984: Tiszta-probléma és lemeztektonika — kritikai elemzés a koramezozoós fácieszónák elosztása alapján. *Földt. Kut.*, 27, Budapest, 55—72.
- KOVÁCS, S. — PAPŠOVÁ, J. 1986: Conodonts from the Paracratites binodosus zone (Middle Triassic) from the Mecsek Mts., Southern Hungary and from the Choč Nappe of the Low Tatra Mts., Czechoslovakia. *Geol. zborník SAV*, 37, 1, Bratislava, 59—74.
- KOZUR, H. 1979: Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 9, 4, Innsbruck, 155—170.
- KOZUR, H. 1984: New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek Mountains and their tectonic implications. *Acta geol. Hung.*, 27, 3—4, Budapest, 307—319.
- KOZUR, H. — MOCK, R. 1986: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten. Vorläufige Mitteilung. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 13, Innsbruck (in press).
- KÖRÖSSY, L. 1959: The Flysch-like formations of the Great Hungarian Basin. *Földt. Közl.*, 82, 2, Budapest, 115—124.
- LACHKAR G. — BÓNA, J. — PAVILLON, M. J. 1984: The Liassic Gresten facies: palynological data and paleogeographical significance. *Acta geol. Hung.*, 27, 3—4, Budapest, 409—416.
- MAHEĽ, M. 1978: Niektoré otázky paleogeografie Západných Karpát vo svetle novej globálnej tektoniky. In „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“ (edit. J. Vozár), *Geol. úst. D. Štúra*, Bratislava, 23—33.
- MAHEĽ, M. 1980: A kárpáti egységek és a Magyar masszívum viszonye. *Földt. Kut.*, 23, 3, Budapest, 5—10.
- MAHEĽ, M. 1983: Osnovnyje čerty strojenia Karpato-Balkanskich oblastej. Pojasnenija k tektoničeskoj karte Karpato-Balkanskich oblastej v masštabe 1 : 1 mln. *Geol. úst. D. Štúra*, Bratislava.
- MENČÍK, E. et al. 1983: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. *Ústř. ústav geol.*, Praha, 304 pp.
- NAGY, E. 1968: Triasbildungen des Mecsek-Gebirges. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 61, 1 Budapest, 198 pp.
- NAGY, E. — NAVASZ-BARANYAI, L. 1968: Tuffige Kaolinit- und Sideritlager im Mecsek Gebirge an der Basis der ladinischen Komplex. *Földt. Közl.*, 98, 2, Budapest, 213—217.
- ROTH, Z. 1986: Kinematic of the tectonic development of the Carpathians and Alps in Cenozoic times. *Čas. min. geol.*, 31, 1, Praha, 1—16.
- SĂNDULESCU, M. — NASTASEANU, S. — KRÄUTNER, H. G. 1974: The Southern Carpathians. In „Tectonic of the Carpathian Balkan regions“ (edit. M. Maheľ). *Geol. úst. D. Štúra*, Bratislava, 264—276.

- TURNAU, E. 1970: Mikroflora i paleogeografia karbonu produktywnego v polskiej csesci Karpat. Biul. Inst. Geol., 13, Warszawa, 163—223.
- VÖRÖS, A. 1984: Comparison of Jurassic benthonic mollusc and brachiopod faunas of the Transdanubian Mountains (Hungary). Acta Geol. Hung., 27, 3—4 Budapest, 391—401.
- ZIEGLER, P. A. 1982: Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Int. Petrol. Maatschappij B. V., Amsterdam, 130 pp.

MILAN MIŠÍK — RUDOLF MOCK — MILOŠ RAKÚS — ANTON BIELY

Sedimentačný priestor Mecseku a Severných Apusenov sa nenachádzal v Západných Karpatoch

Resumé anglického textu

Sedimentačný priestor Tisie nebol bezprostredným pokračovaním priestoru Západných Karpát. Porovnania facií ukazujú, že bihorská jednotka a príkrov Valani nie sú ekvivalentami tatrika a krížňanského príkrovu. Z ďalších argumentov vyberáme: prítomnosť uhlia stefanu a najmä liasu v Mecseku, bauxitov v spodnej kriede Villány, Bihoru a príkrovu Valani, pyroklastické vložky v liase a najmä mohutný bazaltový vulkanizmus v spodnokriedových vápencoch Mecseku, porovnanie hiátov, chýbanie tak charakteristických západokarpatských elementov ako je „melafýrová séria“ permu a lunzské vrstvy karnu, prítomnosť južných prvkov v triasových konodontoch, skleritoch holotúrií a ostrakódoch Tisie, chýbanie geologických pozorovaní o premiestnení Mecseku-Villány zo severného okraja západokarpatského priestoru do dnešnej pozície. Je upozornené na úzke vzťahy Tisie k Južným a Východným Karpatom.

PAVEL GROSS — EDUARD KÖHLER

Nové poznatky o paleogénnych sedimentoch Malých Karpát

3 obr. v texte, 4 fotogr. tab. (I—IV), anglické resumé

Abstract. The new researches supplemented and re-evaluated earlier knowledge on Paleogene sediments of the Malé Karpaty Mts. The basal formation is of Paleocene to Lower Eocene age, whereas the overlying formation with absolute dominance of claystones is Lower to Middle Eocene in age. The Paleogene sediments are tectonic and denudation remnants of the original more extensive sedimentation area preserved in a sunk structure. They transgressively overlie mainly the folded Choč nappe and underwent only fault tectonic. The Paleogene beds of the Malé Karpaty Mts. are classified as a transitional development between near-klippen and inner Carpathian ones, with more affinity to the former.

Úvod

Niektorým štruktúrnym jednotkám Malých Karpát, ktoré neboli dosť zaujímavé z hľadiska nerastných surovín, sa nevenovala dostatočná pozornosť celé desaťročia, zatiaľ čo iné sa skúmali podrobne. Medzi takéto málo prebádané jednotky patria paleogénne sedimenty. Ešte začiatkom osemdesiatych rokov chýbali základné údaje o ich litológii, stratigrafickom rozpätí, tektonickej príslušnosti a nesformoval sa ani jednotný názor na to, či sa nachádzajú v tektonickej alebo transgresívnej pozícii na svojom podloží.

Komplexný výskum Malých Karpát sa stal od roku 1983 súčasťou I. etapy cieľového projektu základného výskumu „Výskum geologických štruktúr juhozápadnej časti Západných Karpát vo vzťahu k perspektívam ložísk ropy a zemného plynu“. V jeho rámci autori tejto štúdie premapovali paleogénne sedimenty Malých Karpát v mierke 1 : 10 000, upresnili ich litologické zloženie, stratigrafický interval, tektonickú pozíciu a vzťah k iným jednotkám. Získali pritom nové poznatky, ktorých súhrn podávajú v nasledujúcom texte.

Paleogénne sedimenty sa nachádzajú pri sz. ohraničení Malých Karpát, v pruhu medzi obcami Rozbehy a Rohožník. Ich najsevernejší výskyt je j. od Rozbehov (oblasť „Prepadlé zvony“) a najjužnejší v prieskumných šachticiach 1 km východne od kóty Vajarská (oblasť „Hrabník“). Najsevernejší výskyt paleogénnych sedimentov (z. od Rozbehov — Vápenková skala) uvádzaný

v geologickej mape 1 : 50 000 Malé Karpaty (M. MAHEĽ — B. CAMBEL et al. 1972) patrí sedimentom kriedového (kampánskeho) veku (E. KÖHLER — K. BORZA 1984).

Výskumu sa popri autoroch zúčastnili i O. SAMUEL, ktorý študoval malé foraminifery, ďalej M. PETERČÁKOVÁ, ktorá výsledky štúdia vápnitého nanoplanktónu zverejnila v roku 1984 a P. LAZAR, ktorý spracoval litologickú charakteristiku paleogénnych sedimentov medzi Plaveckým Mikulášom a Sološnicou (1986). Detailné údaje o skúmanom území sa nachádzajú v rukopisných správach E. KÖHLERA (1985) a P. GROSSA — E. KÖHLERA (1986).

Prehľad doterajších poznatkov

Prvé zhodnotenie paleogénnych sedimentov Malých Karpát, ak neberieme do úvahy zakreslenie paleogénnych sedimentov na starších mapách a bez opisu, realizovali autori geologickej mapy ČSSR 1 : 200 000. Vo vysvetlivkách k tejto mape A. MATĚJKA (in T. BUDAY et al. 1962) uvádza, že stredno- až vrchnoeocénne paleogénne vrstvy sa zachovali pri sz. okraji Malých Karpát v úzkom, tektonicky porušenom synklinálnom pruhu.

Spodnoeocénne veľké foraminifery od Sološnice opisala M. VAŇOVÁ (1963). Jej práca vniesla pochybnosti o tektonickej príslušnosti paleogénnych súvrství Malých Karpát a ich stratigrafickom rozpätí.

D. ANDRUSOV (1965) zaradil paleogénne sedimenty do svojho „súľovského vývinu“. Podľa neho sú zachované v úzkom synklinálnom pruhu uprostred druhohôr Bieleho pohoria. Upozornil na existenciu biohermových vápencov, azda lutétskeho veku a predpokladal i nerovnaký vek bazálnych vrstiev.

Autori regionálnej geológie ČSSR (T. BUDAY et al. 1967) zaraďujú paleogénne sedimenty Malých Karpát do prechodnej zóny, faciálne podobnej s typickými vývojmí vnútrokarpatského paleogénu. Vyčlenené bolo bazálne zlepencovo-vápencové súvrstvie (spodno- až strednoeocénneho veku) a ílovcovo-pieskovcové flyšové súvrstvie (stredno- až vrchnoeocénneho veku).

Paleogénnym sedimentom bola venovaná pozornosť pri príprave vodného diela Buková. V mieste priehradného profilu P. JESENÁK et al. (1962) a R. VADOVIČ et al. (1963) rozlíšili bazálne vápnité monomiktne zlepence, prechádzajúce do biohermových numulitových vápencov až vápnitých slieňovcov, s tenkolupenatými bridlicami flyšového typu v nadloží.

Geologický vývoj a charakteristika súvrstvia

Pri geologickom mapovaní (1984—1986) autori rozlíšili nasledovné súvrstvia paleogénneho veku:

1. *Bazálne transgresívne súvrstvie* (borovské súvrstvie v zmysle členenia P. GROSS et al. 1984)

- a) Karbonátové brekcie, zlepence, karbonátové pieskovce;
- b) organogénne a organodetritické vápence.

2. Súvrstvie s absolútnou prevahou vápnitých *ílovcov* nad lavicami pieskovcov a drobnozrnných zlepcov (hutianske súvrstvie v zmysle členenia P. GROSS et al. 1984):

a) Ílovce s hrubšími polohami karbonátových pieskovcov;

b) ílovce vo výraznej prevahe, ojedinelé lavice drobnozrnných zlepcov až hrubozrnných pieskovcov.

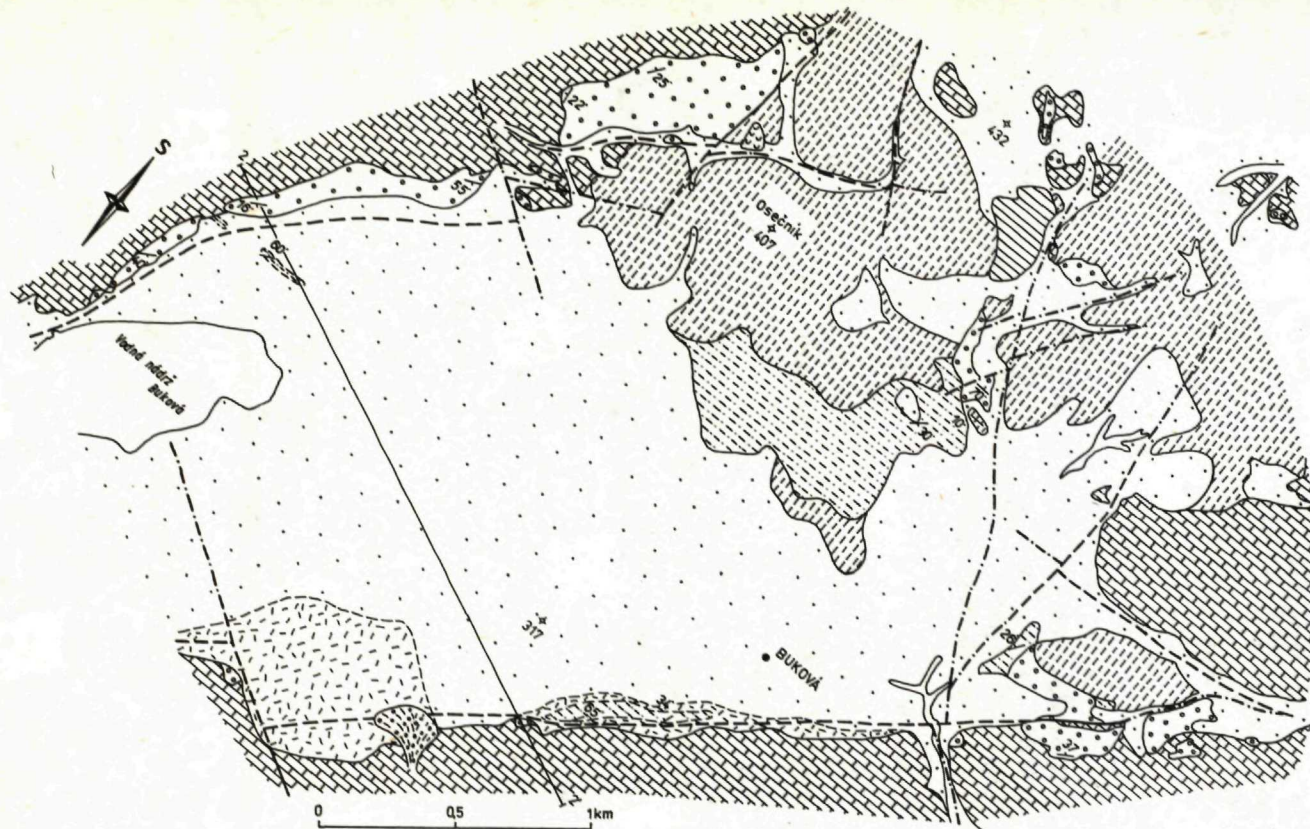
1. Bazálne transgresívne borovské súvrstvie

Paleogénne sedimenty Malých Karpát sa začali usadzovať od vrchného paleocénu na nerovný, miestami skrasovatený podklad, tvorený prevažne súvrstviami chočskej jednotky (v zmysle M. MAHEĽA). Problematický je vek karbonátových brekcií, ktoré sa zriedkavo vyskytujú v podloží. Podľa J. MICHALÍKA (1984) vznikali vo vrchnej kriede až paleocéne, ale priamo dokázať túto skutočnosť sa doteraz nepodarilo.

Bazálne súvrstvie miestami vytvára obrubu bukovskej depresie, prerušovanú denudáciou alebo tektonikou a pruhy medzi Sološnicou a Plaveckým Mikulášom (obr. 1, 2). Neisté je i postavenie karbonátových brekcií až slabo opracovaných zlepcov, ktoré v stene kameňolomu pod Hôrkou s. od Plaveckého Podhradia vyplňajú hrubé a široké trhliny v triasových svetlých vápencoch. Mohlo by ísť o predtransgresívne sutiny, čiastočne opracované zrejme riečnym transportom.

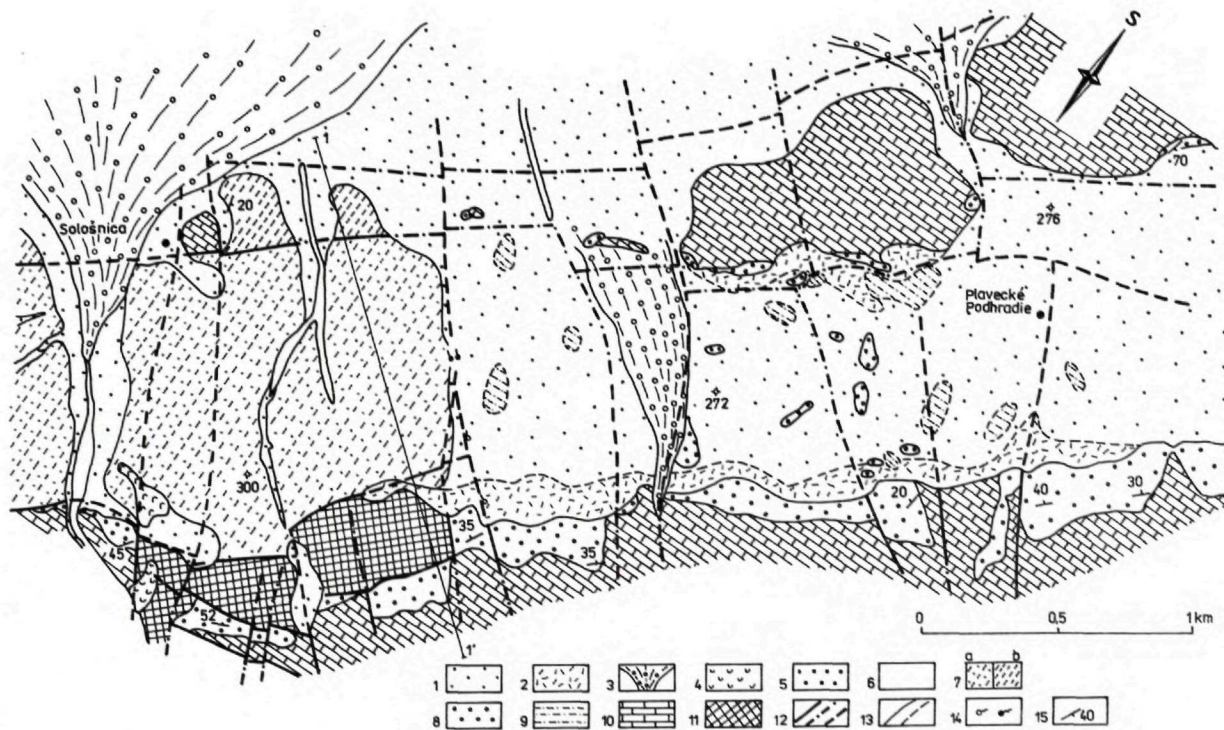
Najspodnejšie polohy bazálneho súvrstvia vytvárajú vo väčšine prípadov hruboklastické sedimenty. Transgredujúce more svojou abrazívnou činnosťou deštruovalo dolomitové, vápencové, menej často kremencové a melafýrové vyvýšeniny a úlomkový materiál hromadilo na dne novovznikajúcej panvy. Na vhodných miestach vznikali organogénne až biohermové vápence alebo organodetrické vápence. Časté je laterálne zastupovanie rozličných subfácií. Vo všeobecnosti je viditeľná vo vertikálnom profile bazálneho súvrstvia zjavná gradácia od hrubších úlomkov až k veľmi čistým kalovým vápencom vo vrchnej časti. Avšak výnimky z uvedeného pravidla nie sú zriedkavosťou (napr. opačná gradácia od kalových vápencov na báze až do zlepcov v oblasti Hrubej Kržle).

Karbonátové brekcie až zlepenice vytvárajú 5 až 15 m vysoké skalné steny (svahy Hrubého Kamenca). Nezvetrané majú masívny charakter, po navetraní sa objavuje nepravidelne hrubolavicovitý rozpad. O veľkej sile deštruktívnej činnosti mora v tomto súvrství svedčia balvany v priemere až štyroch metrov. Úzku spojitost priameho podložia s valúnovým materiálom možno dobre sledovať v skalných odkryvoch jv. od Sološnice pod Malou Vápennou (hrebeň na Malých Pasekách). Bezprostredné podložie bazálneho súvrstvia tu tvoria permské melafýry, červenkasté bridlice, kremité pieskovce a triasové dolomity. Najspodnejšiu časť paleogénneho transgresívneho súvrstvia tvoria slabo vytriedené zlepenice, pozostávajúce z valúnov triasových karbonátov (opracovanie 2–3°), spodnotriasových kremencov (4 až 5°) a permských melafýrov i pieskovcov (0 až 5°). Tmel tvoria zrná tých istých hornín ako valúny.



Obr. 1 Vysvetlivky ku geologickej mape bukovskej depresie (P. GROSS — E. KÖHLER 1986)

Kvartér (1–6): 1 — eluviálne a deluviálne sedimenty (svahoviny) prevažne hlinité; 2 — deluviálne sedimenty hlinito-kamenité až kamenito-hlinité; 3 — proluviálne sedimenty (nápľavové kužele); 4 — zosuny; 5 — sutiny kamenito-balvanovité, sčasti antropogénne premiestňované; 6 — fluviaálne sedimenty, prevažne piesčito-štrkové výplne nív potokov; neogén (7): 7a — flyšové súvrstvie, miocén?; 7b — íly, piesky, štrky, organogénne a ooliticke vápence, miocén nerozlišený, vyšší ako egenburg; paleogén (8–9): 8 — bazálne transgresívne súvrstvie, karbonátové brekcie, zlepenice, pieskovce, organogénne vápence (borovské súvrstvie), ilerd—spodný lutét; 9 — súvrstvie s absolútnou prevahou ílovcov nad lavicami pieskovcov a drobnozrnných zlepenecov (hutianske súvrstvie), kuiz-lutét; mezozoikum (10): 10 — pieskovce, bridlice, dolomity a vápence nerozlišené, trias; paleozoikum (11): 11 — melafýry, ojedinele bridlice a pieskovce, perm; 12 — zlomy: zistené, zistené zakryté, predpokladané; 13 — hranice litofácií: zistené a predpokladané; 14 — pramene vôd: obyčajných a minerálnych; 15 — smer a sklon vrstiev.



Obr. 2 Geologická mapa medzi Sološnicou a Plaveckým Podhradím (P. GROSS — E. KÖHLER 1986). Vysvetlivky sú spoločné s obr. 1.

Reprezentatívnymi odkryvmi spodnej časti bazálneho súvrstvia sú dva opustené kameňolomy:

Prvý sa nachádza 1 km severne od Bukovej medzi Zelenými jarkami a Medziarčím. V polkruhovitej stene dĺžky 100 m a výšky až 15 m sú odkryté drobno- až strednozrnné, ponajviac karbonátové zlepenice, najspodnejšiu časť tvoria dolomitové brekcie s červenkastým tmelom. Pozornosť medzi valúnmi triasových dolomitov a vápencov, kremencov a pieskovcov pútajú úlomky ružovočervených agregátov kryštálov kalcitu, ktoré pochádzajú z rozrušených krasových výplní. Je to dôkaz existencie krasu v Malých Karpatoch pred usadením bazálnych paleocénnych súvrství.

Druhým, pomerne známym a dobre prístupným odkryvom, je kameňolom na j. okraji Sološnice. V pravej časti lomu vystupujú tmavé lavicovité vápence triasového veku, ktoré boli zrejme pred spodným eocénom vynorené, došlo k ich skrasovateniu za súčasného utvárania červenozezí, ktoré vyplňajú pukliny vo vápenci do hĺbky niekoľko metrov (porovnaj M. MIŠÍK 1976). V nadloží triasového súvrstvia ležia diskordantne a transgresívne spodnoeocénne piesčité vápence, ktoré vystupujú v ľavej a hornej časti lomu. Odtiaľ opísala M. VAŇOVÁ (1963) veľké foraminifery: *Nummulites burdigalensis burdigalensis* HARPE, *N. cf. inkermanensis* SHAUB, *N. partschi partschi* HARPE, *Assilina placentula* (DESHAYES), *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp. s vekovým zaradením kuiz až spodný lutét, pričom autorka uprednostnila zaradenie do spodného eocénu. Novými výskumami bol potvrdený spodnoeocénny (kuizský) vek súvrstvia v tomto kameňolome.

Organogénne vápence (tab. I, obr. 1, 2) sa vyskytujú najmä vo vyšších horizontoch bazálneho súvrstvia, no miestami sú situované i priamo na mezozoickom podklade. Vytvárajú masívne skalné steny bez náznakov vrstevných plôch, ale s množstvom puklín najrôznejších smerov. Nezriedka bývajú intenzívne skrasovatené. Z petrografického hľadiska ide o veľmi čisté vápence buď bez piesčitej prímesty (napr. biohermové koralovoriasové vápence), alebo majú max. 2 % podiel kremeňa, rohovcov, muskovitu a glaukonitu. Paleocénne* biohermové vápence sa vyskytujú v sz. obrube bukovskej depresie (okolie Českej cesty — pod kótou Baba 443 m, čiapočky na „mezozoických ostrovoch“ v oblasti Prepadlé zvony), spodnoeocénne sú pod Hrubou Kržľou (jv. od Plaveckého Podhradia).

O nepretržitej aktivite zdrojovej zóny klastického materiálu nasvedčuje miestami vyšší podiel rozptýlených dobre ováľaných valúnov v pelitomorfnej hmote organogénnych vápencov. Niekedy podiel takýchto valúnov stále narastá a hornina nadobúda postupne charakter zlepenca s tmelom organogénneho vápenca.

Zaujímavým fenoménom na styku bazálneho súvrstvia s priamym mezozoickým podloží sú neptunické dajky (tab. II, obr. 1, 2 — napr. v hrebeni nad Hoblickou dolinou, v záreze zrušenej železnice pod Báborskou). Pukliny v triasových vápencoch a dolomitoch sú až do 2—3 m hĺbky vyplnené drobnozrnnou

* Autori sa pridriavajú členenia paleogénu v zmysle E. KÖHLERA — O. SAMUELA (1977) a stupeň ilerd zaraďujú do vrchného paleocénu.

karbonátovou brekciou, v ktorej nechýbajú ani schránky veľkých foraminifer spodnoeocénneho veku. Táto skutočnosť nepochybne potvrdzuje autochtónnosť paleogénnych sedimentov na svojom podloží.

Prekvapujúcim javom je rozdielny litologický charakter bazálnych vrstiev rovnakého veku, ktoré tvoria dva rovnobežné pruhy medzi Plaveckým Podhradím a Sološnicou (obr. 2). V západnom pruhu (Pohanská — Dúbrava — Vršky) sa zachovali denudačné zvyšky bazálnych slabo piesčitých vápencov (tab. III, obr. 1) na vyzdvihnutej mezozoickej kryhe. Vápence sú utvorené väčšinou zo schránok veľkých foraminifer, tmel má 3- až 7 % obsah kremenných úlomkov. Iba 1,5 km vzdialený východnejší pruh (Báborská — Hrubá Kržľa — Čertova dolina) na svahoch masívu Malých Karpát má značný podiel organogénnych až biohermových vápencov s nepatrnou prímесou kremeňa. Naporúdzi je viacero vysvetlení tohto nápadného rozdielu (rôzna hĺbka sedimentácie, konfigurácia morského dna, rozdielne podložie, rôzne zdroje prínosu detritického materiálu, skrátenie pôvodného sedimentačného priestoru na linii výrazného zlomu, ktorý by mal charakter prešmykovej plochy).

Pri štúdiu zloženia rozpadnutých neogénnych (karpatských) zlepcov, ktoré vyplňajú značnú časť povrchu bukovskej depresie, autori pozorovali (popri valúnoch melafýrov, kremencov a mezozoických karbonátov) aj nápadne veľké bloky (priemer do 1 m) organogénnych vápencov paleogénneho veku. Najčastejšie sa vyskytujú v okolí kóty Osečník (407 m) a na poliach s. od obce Buková (Nad Štepticou). Tieto bloky vápencov D. ANDRUSOV (1965) chybné umiestnil do flyšového súvrstvia paleogénneho veku. Prekvapujúce bolo zistenie, že bloky tvoria vápence spodnoeocénneho veku, hoci bazálne súvrstvie bukovskej depresie je paleocénne. Obdobné vápence sú známe i od Plaveckého Mikuláša (profily Korlátka a Jelenia hora), a to oprávňuje predpokladať, že bloky sa do neogénnej výplne bukovskej depresie dostali z dnes už vyzdvihnutých častí Malých Karpát (masívy Zárub a Veterlína), ktoré pôvodne pokrývali. O krátkom transporte svedčia ich pomerne veľké rozmery a slabý stupeň opracovania.

V geologickej mape 1 : 50 000 Malé Karpaty (M. MAHEĽ — B. CAMBEL et al. 1972) sú zakreslené nesúvislé východy organogénnych vápencov uprostred flyšových súvrství v depresii jv. od Plaveckého Podhradia. Bloky sa nachádzajú medzi už spomínanými dvoma rovnobežnými pruhmi bazálneho súvrstvia. Podrobným rozborom dvanástich blokov (veľkosti 1—4 m) sa zistilo, že patria sedimentom oboch pruhov (tab. III, obr. 2). Autori sa domnievajú, že tieto balvany — medzi ktorými sa nachádzajú aj úlomky a balvany triasových karbonátov, melafýrov a kremencov — sú súčasťou kvartérneho pokryvu polí jv. od Plaveckého Podhradia. Počas kvartérneho (a zrejme dosť intenzívneho) zdvihu pohoria Malých Karpát sa jednotlivé bloky odtrhávali a zosúvali zo strmých svahov a ukladali v relatívne rovinnom predpolí. Roľníci ich postupne z polí odstraňovali a hromadili na dnešné skládky. Pozoruhodné je, že v jednom bloku spodnoeocénneho piesčitého vápenca bol nájdený úlomok granitoidnej horniny, čo môže byť dôkazom odkrytia kryštallického jadra Malých Karpát už v tomto období; nevylučuje sa ani eventualita, že valún je resedimentovaný zo starších zlepcov. Zatiaľ nejestvuje dôkaz pre alternatívu, že tieto balvany sú zvyškamiolistolitov, resp. podmorských zosuvných telies z paleogénneho ilov-

cového súvrstvia. Ani pri pozornom preskúmaní neboli na blokoch nájdené stopy tmelu a v ílovcovom súvrství Malých Karpát nie sú známe žiadne primárne výskyty podmorských zosuvných telies.

Na geologickej mape Malých Karpát 1 : 50 000 je zakreslené značné rozšírenie paleogénnych hornín v okolí obce Sološnica. Mapovaním sa zistilo, že ide o neogénne sedimenty. Záměna vznikla zrejme v dôsledku toho, že tieto horniny obsahujú ojedinele resedimentované paleogénne veľké foraminifery (tab. IV, obr. 2).

Vek bazálneho súvrstvia sa určil na základe štúdia veľkých foraminifer, ktoré sú miestami veľmi hojné až horninotvorné. Vyskytujú sa vo všetkých opisovaných typoch hornín bazálneho súvrstvia, dokonca nie sú zriedkavé ani v tmele zlepcov. Bazálne súvrstvie Malých Karpát je nesynchronného veku a postupne mladne od SV k JZ. Najstaršie sedimenty sú v obrube bukovskej depresie, spodnoeocénne sú od Breziniek (chata P. Jilemnického) po Sološnicu, do bazálneho stredného eocénu možno zaradiť najjužnejšie výskyty východne od Vajarskej (Hrabník).

Charakteristické spoločenstvá veľkých foraminifer bazálneho paleogénneho súvrstvia Malých Karpát sú nasledovné:

a) Vrchnopaleocénne (ilerdské) spoločenstvo: *Nummulites atacicus* LEYMERIE, *N. globulus* LEYMERIE, *N. praecursor* HARPE, *N. exilis* DOUVILLÉ, *N. latus* SCHAUB, *N. robustus* SCHAUB, *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS, *Alveolina (Glomalveolina) cf. lepidula* (SCHWAGER), *Alveolina (Flosculina) ex gr. avellana* HOTTINGER, *Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ, *Periloculina* sp. Typické lokality sú v obrube bukovskej depresie (na okraji štátnej cesty pri priehradnom múre Buková na úpätí Hrubého Kamenca pri Českej ceste, s. od Prepadlých zvonov a v najvyšších častiach kameňolomu medzi Zelenými jarkami a Medzijarčím).

b) Spodnoeocénne (kuizské) spoločenstvo: *Nummulites burdigalensis* HARPE, *N. partschi* HARPE, *N. aquitanicus* BENOIST, *N. planulatus* LAMARCK, *M. campe-sinus* SCHAUB, *N. manfredi* SCHAUB, *N. globulus* LEYMERIE, *N. subramondi* HARPE, *Assilina plana* SCHAUB, *Ass. placentula* (DESHAYES), *Discocyclina archiaci* (SCHMUMBERGER), *D. fortisi* (ARCHIAC) a *Cuvillierina* sp. Typické odkryvy sú medzi Plaveckým Mikulášom a Sološnicou vo svahoch Korlátky, Jelenej hory, Báborskej, pod Hrubou Kržlou, jz. od Čertovej doliny, pod Pohanskou, v okolí kóty Vříšky, v opustenom kameňolome Sološnica a v oblasti Sološnica-Omlaď.

c) Strednoeocénne (bazálny lutét) spoločenstvá: *Nummulites aff. gallensis* HEIM, *N. lehneri* SCHAUB, *Assilina maior* HEIM, *Ass. suteri* SCHAUB — odkryvy a technické práce v oblasti Hrabník.

2. Súvrstvie s prevahou ílovcov nad lavicami pieskovcov a drobnozrnných zlepcov (hutianske)

V študovanom území má hrúbku pravdepodobne do 450 m, ale jeho identifikácia je značne obťažná v dôsledku existencie hrubých hlinitých uloženín. Najst skutočne reprezentatívny odkryv v ílovcovom súvrství skúmanej oblasti je problematické i dnes. Neprekvapuje preto, že mnohých autorov pomýlili v mi-

nulosti nálezy úlomkov pieskovcov alebo zlepencov a viedli ich k domnienke, že ide o flyšový vývoj (A. MATĚJKA 1962, D. ANDRUSOV 1965).

Autori štúdie mali možnosť v roku 1985 sledovať výkop asi 3 m hlbkej a 3 km dlhej ryhy plynovodu, ktorá šikmo pretína bukovskú depresiu. Po uložení potrubia bola ryha zasypaná.

Na základe informácií, získaných z vykopanej ryhy (najmä v úseku južne od Hrubého Kamenca a v oblasti Vyše cintorína pri jz. okraji obce Buková) možno konštatovať, že v nadloží bazálneho súvrstvia sa nachádza súvrstvie s absolútnou prevahou vápнитých ílovcov s ojedinelými lavicami pieskovcov, drobnozrnných zlepencov alebo piesčitých vápencov. Hrubé polohy vápнитých ílovcov majú často siltovcovú prímes a ostrohranný až hrubokusovitý rozpad, nezvetrané sú sivomodré až tmavosivé, po navetraní nadobúdajú žltohnedé sfarbenie a typický bridličnatý rozpad.

Vápencové pieskovce až drobové pieskovce sú homogénne zvrstvené, ojedinele na vrchnej strane s lamináciou. Sú stredno- až hrubozrnné. Okrem absolútnej prevahy zŕn karbonátov obsahujú do 20 % úlomkov nekarbonátového zloženia (melafýry, kremence, rohovce, fylity, úlomky granitoidných hornín, kremeň, muskovit, biotit, glaukonit a pyrit). Tmel je vápnitý, čiastočne rekryštalizovaný. Organické zvyšky bývajú hojné (tab. IV, obr. 1), často polámané, čo svedčí o ich transporte. Okrem veľkých foraminifer sú bežné vápnité riasy, machovky, úlomky lastúrníkov a malé foraminifery.

Karbonátové zlepence sú tvorené valúnmi od 2 do 20 mm s rôznym stupňom opracovania. Zloženie valúnov je obdobné ako u vyššie opísaných pieskovcov. Tmel je tvorený karbonátovou piesčitou, ojedinele rekryštalizovanou hmotou. Veľmi časté sú organické zvyšky (veľké foraminifery, vápnité riasy, machovky a úlomky lastúrníkov). Karbonátová zložka tvorí v karbonátovom zlepenci (včítane organických zvyškov) asi 85 % plochy výbrusov.

Vývoj ílovcov s hrubšími polohami karbonátových a zriedkavo aj drobových pieskovcov až drobnozrnných karbonátových zlepencov možno charakterizovať iba na základe rozboru zloženia elúvia s väčším množstvom úlomkov silne zvetraných pieskovcov a zlepencov. Nie je možné vylúčiť, že tento vývoj miestami nadobúda flyšový ráz.

Charakter úlomkov v ílovcovom súvrství nasvedčuje tomu, že i keď sa usadili v hlbšom prostredí ako bazálne súvrstvie, neusadzovali sa veľmi ďaleko od vtedajšieho pobrežia. Možstvo redeponovaných plytkovodných organických zvyškov v klastických polohách ílovcového súvrstvia Malých Karpát je značne väčšie ako v obdobných horninách hutianskeho súvrstvia vnútrokarpatského vývoja. Vekom patrí ílovcové súvrstvie do spodného a stredného eocénu.

a) Spodný eocén (kuiz) charakterizuje spoločenstvo *Nummulites burdigalensis* HARPE, *N. aquitanicus* BENOIST, *N. kaufmanni* MAYER-EYMAR, *N. pavloveci* SCHAUB, *N. rotularius* DESHAYES, *N. planulatus* LAMARCK, *N. praelucasi* DOUVILLÉ, *Assilina plana* SCHAUB, *Ass. placentula* (DESHAYES), *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), *D. fortisi* (ARCHIAC) — napr. úlomky na poliach severne od Bukovej (Vrchné Diely), severne od Dubového vršku, v okolí chatovej základne Naftár pri Plaveckom Mikuláši, pod Holou horou, vzorky z ryhy plynovodu pri Bukovej.

b) Stredný eocén je dokázaný iba v rozsahu spodného lutétu výskytmi druhov *Nummulites gallensis* HEIM, *N. pratti* ARCHIAC et HAIME (napr. úlomky na poliach pod Korlátkou pri Plaveckom Mikuláši).

Nálezy malých foraminifer v ílovcoch sú veľmi zriedkavé. Najvýraznejšie spoločenstvo spodnoeocénneho veku pochádza zo zárezu poľnej cesty v oblasti Cerovina, sv. od Bukovej. O. SAMUEL zistil, že vzorka obsahuje miešané aglutinovo-pelagické spoločenstvo. Z aglutinancií dominuje dendrofryová zložka, sporadicky sa vyskytuje rekurvoidná a trochaminoidesová zložka. Z planktónnych foraminifer dominuje *Globigerina* ex. gr. *yeguanensis* WEINZIERE at APPLIN, sporadicky sa vyskytuje *Globorotalia aragonensis* NUTTALL, *Gl. cf. marksi* MARTIN, *Turborotalia* (A.) *mattseensis* GOHRBANDT a *Turborotalia* (A.) *crassa-ta densa* (SUBBOTINA).

Z piatich pozitívnych vzoriek (medzi Plaveckým Mikulášom a Plaveckým Podhradím) získala M. PETERČÁKOVÁ (1984) nanoplanktón patriaci do biozóny NP 16 s *Discoaster tani nodifer* v zmysle E. MARTINIHO alebo do subzóny *Discoaster bifax* v zmysle D. BUKRYHO. Uvedené zóny (resp. subzóny) sú strednoeocénneho veku.

Tektonika

Podstatné sformovanie predpaleogénneho substrátu, vrátane ukončenia príkrovovej stavby, doznelo laramskou fázou vrásnenia. Po ústupe senónskeho mora (morské sedimenty kampánu sú známe od Rozbehov — E. KÖHLER — K. BORZA 1984) a následnom výzdvihu terajších Malých Karpát nastalo suchozemské obdobie, ktoré pretrvalo až do vrchného paleocénu. Počnúc ilerdom začalo územie Malých Karpát znovu poklesávať a postupne do neho transgredovalo paleogénne more. Sedimentácia preukázateľne prebiehala ešte počas stredného eocénu, vrchnoeocénne sedimenty v čase mapovania nájdené neboli.

Ukončením paleogénu a hlavne miocénu bolo celé územie postihnuté typickou germanotypnou zlomovou tektonikou, ktorá rozbila pôvodne súvislé horninové celky na viacero krýh so vzájomnými vertikálnymi a horizontálnymi posunmi.

Pri mapovaní bolo možné vyčleniť dva základné systémy zlomov, vyvíjajúcich sa v určitej časovej postupnosti. Relatívne staršie tektonické línie sú rovnobežné s osou Malých Karpát (pozdĺžne zlomy) a majú priebeh SV—JZ. Mladšie tektonické línie sú väčšinou kolmé na predošlé (pričné zlomy) a majú priebeh SZ—JV. Pri úvahách o veku zlomov vychádzame zo skutočnosti, že zlomy rozbíjajú podložné horninové komplexy i paleogénne a neogénne sedimenty. Súčasný tektonický obraz Malých Karpát je najpravdepodobnejšie výsledkom viacerých fáz alpínskeho orogénu, s najvýraznejšími pomiocennými zlomovými líniami (účinky atickej a mladších fáz).

Staršie zlomy majú zväčša lineárny priebeh o dĺžke niekoľkých km i viac ako 10 km. Ich priebeh je často prerušovaný mladšími zlomami. Veľmi výrazný zlom sv. — jz. smeru prebieha od Bukovej do Plaveckého Mikuláša. Oddeľuje bukovsko-sološnícku poklesnutú štruktúru od masívu vyzdvihnutých Malých Karpát.

V bezprostrednej blízkosti zlomu sú sklony paleogénnych vrstiev strmo ukloné na západ až severozápad. Analogicky možno predpokladať, že i zlom má strmý úklon k severozápadu.

Viac ako 10 km dlhý pozdĺžny zlom obmedzuje bukovsko-sološnícku depresiu i zo západnej strany. Dá sa sledovať od Osečníkov v smere k vodnej nádrži Buková do Plaveckého Mikuláša, pod Pohanskú cez Plavecké Podhradie až do Sološnice. Tento zlom je v literatúre opisovaný ako „spättný prešmyk mezozoika cez ílovcovo-pieskovcové súvrstvie paleogénnej synklinály“ (F. CHMELÍK in T. BUDAY et al. 1967). V prospech tejto interpretácie hovoria až 60° sklony ílovcov na SZ v ryhe plynovodu severne od vodnej nádrže Buková.

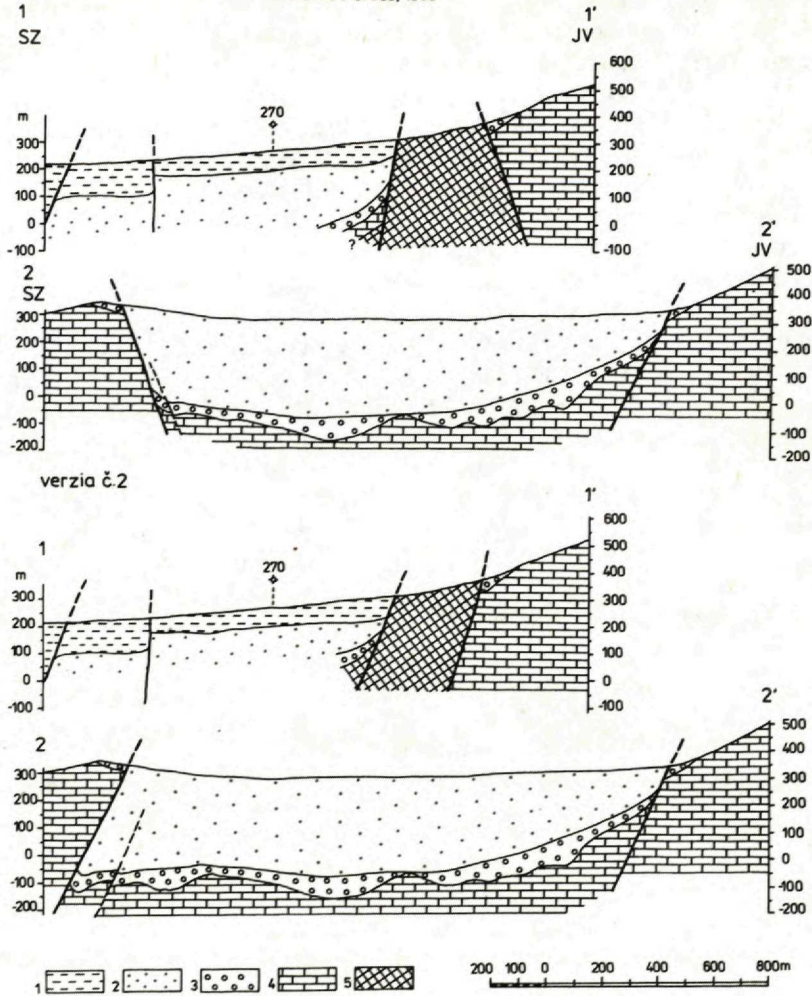
Mapovacie práce potvrdili fakt, že sa nemožno stotožniť s názorom predchádzajúcich autorov o synklinálnom charaktere paleogénnych sedimentov bukovsko-sološníckej depresie. Ide skôr o štruktúru typu priekopovej prepadliny, ktorá uchránila terciérne sedimenty pred úplným zdenudovaním. Pri tejto interpretácii nemožno kvalifikovať ani zlomovú líniu Osečníky — Sološnica ako prešmyk, ale skôr ako zlom so strmým sklonom na JV. Povrchové mapovanie poskytlo podklad pre eventualitu dvoch verzii o sklone zlomu, ktorý ohraničuje bukovsko-sološnícku depresiu zo z. strany (porovnaj geol. rezy, obr. 3). Všetky diskusie o sklone tohto zlomu sú dosiaľ v podstate iba teoretickými úvahami, pomerne slabo zdôvodnené geologickými faktami. Problém sa rieši v súčinnosti s geofyzikálnym prieskumom, realizovaným v tejto oblasti, resp. dal by sa vyriešiť vrtom do hĺbky 600 m. Sklon zlomu je určite veľmi strmý a ani v prípade prešmykového charakteru autori nepredpokladajú rozsiahly prešmyk mezozoických „krýh“ cez paleogénne sedimenty jv. smerom.

Mladšie zlomy sz.-jv. smeru sú morfológicky výrazné a narušajú pôvodne lineárny priebeh starších pozdĺžnych zlomov. Niektoré priečne zlomy možno sledovať po celej šírke depresie, mnohé sa postupne vytrácajú v paleogénnych sedimentoch. Priesečník pozdĺžnych a priečných zlomov býva často miestom výveru obyčajných a mineralizovaných vôd. Zvlášť komplikovaná sústava zlomov sa prejavuje jv. od Sološnice v úseku Pod Vápennou — Malé Paseky, kde sa zachovali hlbšie zaklesnuté miocénne sedimenty.

Možno pripustiť aj alternatívu, že mnohé zo zlomov majú svoje založenie a pôvod v miestach priebehu starších tektonických línií. V období miocénnych a najmä pliocénnych fáz alpínskeho orogénu dochádzalo na oslabených miestach k opakovaným spontánnym pohybom bez ohľadu na predošlú postupnosť vzniku. Dnešná podoba Malých Karpát bola dotvorená počas pliocénu a kvarteru, kedy bol novovznikajúci riečny systém z veľkej časti podmienený tektonikou. Ani v súčasnosti nemožno hovoriť o konečnej podobe pohoria, pretože pohyby pozdĺž viacerých zlomov preukázateľne trvajú dodnes.

Paleogeografia

Paleogénne sedimenty Malých Karpát predstavujú v súčasnosti iba tektonické a denudačné torzo pôvodného sedimentačného bazénu. Ich terajší rozsah, približne 18 km dĺžky a 100 m až 2,8 km šírky, v žiadnom prípade nemôže reprezentovať pôvodný rozsah sedimentačného priestoru, pričom treba brať do



Obr. 3 Geologické rezy paleogénom Malých Karpát (P. GROSS 1986)

1 — zlepenec, pieskovce, ílovce, vápence, miocén; 2 — súvrstvie s absolútnou prevahou ílovcov nad lavicami drobnozrnných zlepenčov a pieskovcov, kuiz, lutét; 3 — karbonátové brekcie, zlepenec, pieskovce, bazálna transgresívna litofácia — ilerd, spodný lutét; 4 — dolomity a vápence — trias chočského príkrovu; 5 — melafýry, ojedinele bridlice a pieskovce — perm chočského príkrovu

úvahy, že horniny ílovcového súvrstvia mohli vznikáť iba v bazéne, ktorý mal ekvivalentnú plochu zodpovedajúcu predpokladanej hĺbke.

Najmladšie predpaleogénne horniny v Malých Karpatoch sú vrchnokriedového (kampánskeho) veku (E. KÖHLER — K. BORZA 1984), ale u sporadicky sa vyskytujúcich karbonátových brekcií, nemožno vylúčiť vrchnokriedový — paleocénny vek (J. MICHALÍK 1984). Na základe týchto faktov sa možno domnievať, že až do ilerdu (t. j. približne 12 mil. rokov) boli Malé Karpaty pevninou so všetkými geologickými procesmi, ktoré formujú takéto prostredie. Exogénnymi procesmi boli formované údolia, do ktorých sa sypal karbonátový úlomkový materiál z okolitých vyvýšenín. Takto (azda i za spolupôsobenia tečúcej vody) mohli vznikať sedimenty brekciovitého charakteru, príp. slabo opracované karbonátové zlepenice, ktorých tmel neobsahuje organické zvyšky (napr. výplň trhlín v kameňolome pod Hôrkou).

Z nájdených úlomkov jaskynnej výzdoby — paleokrasu v bazálnych transgresívnych zlepencoch (lom severne od Bukovej, svahy Báborskej) možno usudzovať, že v nezaplavenom malokarpatskom bloku došlo k vzniku krasových fenoménov, ktoré boli transgredujúcim morom čiastočne alebo úplne deštruované. Vznik červenozemí (napr. lom Sološnica) dokumentuje klimatické podmienky veľmi teplého (subtropického až tropického) pásma.

O smere transgresie paleogénneho mora jestvujú zdanlivo veľmi presvedčivé dôkazy. Faktom je, že vo vrchnom paleocéne (ilerde) bola severná časť (bukovská depresia) zaplavená plytkým teplým morom s vhodnými podmienkami pre vznik biohermových vápencov. Dôkazom priaznivých životných podmienok je pestré spoločenstvo teplomilných organizmov rastlinného a živočíšneho pôvodu, ktoré sa podieľali na tvorbe vápencov.

V spodnom eocéne došlo k prehĺbeniu morského bazénu (zapríčineného pravdepodobne poklesávaním územia) a transgredujúce more postúpilo hlbšie dovnútra terajších Malých Karpát. V okrajových častiach sa vytvárali karbonátové plošiny so sedimentáciou plytkovodných karbonátov, v hlbšej časti sedimentovali ílovce. Živočíšne spoločenstvo ílovcového súvrstvia indikuje prostredie hlbšieho otvoreného mora, ale nie veľmi vzdialeného od vynorenej zdrojovej oblasti úlomkového materiálu. Pieskovcové a zlepencové polohy obsahujú radeponované organické zvyšky (najmä veľké foraminifery), ktoré boli premiestnené do hlbšieho mora z vekovo synchronných plytčín. V bazálnom lutéte dosiahla transgresia najväčšie rozmery.

Terajšia pozícia paleogénnych sedimentov Malých Karpát nasvedčuje tomu, že transgresia prišla od severu, resp. severozápadu, kde sa predpokladalo aj umiestnenie vtedajšieho otvoreného mora. Táto predstava sa zhoduje (s malými plošnými korektúrami) so schémou, ktorú podali D. ANDRUSOV — E. KÖHLER (1963), ale protirečí jej rozbor organického zloženia spoločenstiev. V paleogénnych vrstvách Malých Karpát sa vyskytuje fauna veľmi teplého, tropického mora, známa z južných oblastí Tetýdy, ale úplne neznáma z jej severného okraja (napr. z jednotiek vonkajšieho flyšového pásma). Vyskytujú sa tu napr. zástupcovia rodov, resp. podrodov *Periloculina*, *Flosculina* (známe z Juhoslávie — K. DROBNE 1974, 1977), *Cuvillierina* (najbližší výskyt v Rumunsku — G. BOMBITA — B. POPESCU 1977) a *Lockhartia* (Arabský poloostrov — A. H. SMOUT

1954). To by svedčilo o prepojení mora nie na sever, ale na juh. Prepojenie nebolo možné cez budínsky vývoj, kde paleocénne sedimenty chýbajú, ale len cez alpskú oblasť. Túto skutočnosť podporuje i značná zhoda facií a fauny spodného eocénu Malých Karpát a waschberskej zóny (A. PAPP 1962). Núka sa niekoľko vysvetlení, napr. popaleogénne vysunutie celého bloku Malých Karpát z pôvodnej alpskej oblasti smerom na SV, alebo rotácia pohoria, čím vzniká vektorovo skreslený obraz transgresie. K uvádzaným zhodným črtám (M. MAHEĽ 1987) pribúda ďalší nápadný zhodný znak medzi stavbou Malých Karpát a južnejšími alpskými segmentmi.

V nadloží ílovcového súvrstvia neboli v čase našich prác nájdené žiadne mladšie sedimenty paleogénneho veku. Buď došlo k náhlemu kolapsu sedimentačného priestoru a ukončeniu sedimentácie, alebo mladšie sedimenty podľahli denudácii. Je faktom, že pri Sološnici na ílovcoch eocénného veku diskordantne ležia piesčité a zlepenkové sedimenty miocénu. Je dokázané, že počas miocénu (karpátu) pri výzdvihu centrálnej časti Malých Karpát dochádzalo k deštrukcii paleogénnych sedimentov, ktorých bloky sa nachádzajú v neogénnych zlepenkoch pokrývajúcich časť bukovskej depresie.

Za dnešného stavu vedomostí nie je možné zodpovedať otázku, do akej miery boli Malé Karpaty prekryté paleogénnym morom, pretože rozsah popaleogénnej denudácie bol nesporne veľký. Nejasným zostáva vzťah paleogénnych súvrství Malých Karpát k ílovcovému súvrstviu stredno- až vrchnoeocénného veku, ktoré bolo prevrútané v hĺbke 1490 až 1895 m v štruktúrnom vrte Nižná-1 medzi Veľkými Kostolanmi a Čhtelnicou (T. BUDAY — V. ŠPIČKA 1964). Nemožno vylúčiť, že toto súvrstvie patrí do sukcesie malokarpatských paleogénnych vrstiev.

Nateraz sa nezistili žiadne priame dôkazy, že v podloží Viedenskej panvy navrátené paleogénne sedimenty sú súčasťou tej istej sedimentačnej panvy, ktorej marginálne časti možno nájsť na úpätí Malých Karpát. Podľa T. BUDAYA — V. ŠPIČKU (1974) sú paleogénne sedimenty v podloží Viedenskej panvy najpravdepodobnejšie geneticky späté so sedimentmi Myjavskej pahorkatiny. Štúdium paleocénnych organogénnych až biohermových vápencov Malých Karpát a Myjavskej pahorkatiny prejavuje také nápadné rozdiely v zložení organických spoločenstiev, že ťažko možno predpokladať vznik v tom istom sedimentačnom priestore.

Paleogénne sedimenty Malých Karpát majú určité spoločné črty tak s pribradlovým, ako aj vnútrokarpatským vývinom paleogénu. T. BUDAY (in T. BUDAY et al. 1967) ich priradzuje do prechodnej zóny laterálne faciálne zblíženej s typickými vývojmí vnútrokarpatského paleogénu. Tento autor predpokladá transgresiu do Malých Karpát z oblasti bradlového pásma a prepojenie cez podunajskú panvu s paleogénom budínskeho vývoja.

Existujúce argumenty svedčia tak pre zaradenie ku pribradlovému ako aj vnútrokarpatskému vývinu.

V prospech príslušnosti k pribradlovému vývinu hovoria najmä tieto skutočnosti:

a) Vrchnopaleocénny až spodnoeocénny vek bazálneho súvrstvia v Malých

Karpatoch, t. j. sedimentácia skôr ako v oblastiach typického vnútrokarpatského vývinu.

b) Tvorba biohermových a organogénnych vápencov (miestami priamo na mezozoickom substráte) so spoločenstvami organizmov, ktoré sú čiastočne známe z pribradlového vývoja najmä na Považí.

c) Omnoho starší vek hutianskeho ílovcového súvrstvia (spodný až stredný eocén na rozdiel od vrchnoeocénneho veku na severnom Slovensku).

Podobnosť s vnútrokarpatským vývinom vyplýva predovšetkým z dvoch faktov:

a) Transgresia hruboklastických karbonátových sedimentov a organogénnych vápencov na horninové súbory prevažne chočského príkrovu, t. j. na centralidy. Autochtónnosť bazálneho súvrstvia je presvedčivo dokázaná neptunickými dajkami.

b) Podobnosť so sedimentačnou postupnosťou vo vnútrokarpatskom vývine. Po najspodnejšom detriticko-karbonátovom (borovskom) súvrství nasleduje súvrstvie ílovcov, ktoré má svoj ekvivalent v hutianskych vrstvách. Porovnanie sťažuje skutočnosť, že mladšie súvrstvie ako ílovcové v Malých Karpatoch nie je známe.

Skutočnosť, že paleogénne súvrstvie Malých Karpát leží transgresívne na centralidách, nie je dosť závažným argumentom proti jeho zblíženiu s pribradlovým vývinom. Aj v klasickej oblasti na Považí sa nachádza fácía súlovských zlepcov v pribradlovej oblasti v pozícii intraformačného konglomerátu v kuizsko-lutétskom flyši, ale východnejšie (oblasť Domaniže a Pružiny) sa tie isté zlepenice usadili priamo a transgresívne na príkrovoch centralíd. V Žilinskej kotline existuje plynulý prechod pribradlového vývinu do vnútrokarpatského a je viac-menej vecou konvencie, že transgredujúce zlepenice súlovského typu charakterizujú vnútrokarpatskú paleogénnu sukcesiu (porovnaj aj P. Gross — E. KÖHLER 1987).

Autori sa prikláňajú k názoru, že paleogénne sedimenty Malých Karpát v terajšej tektonickej pozícii a za jestvujúceho stavu vedomostí predstavujú prechodný vývoj medzi pribradlovým a vnútrokarpatským, s výraznejšou afinitou k pribradlovému vývoju. Jedine snaha nerozširovať množstvo už existujúcich termínov im bráni v tom, aby nevymedzili „malokarpatský vývoj“.

Závery

Podrobným štúdiom paleogénnych sedimentov Malých Karpát bolo zistené:

1. V Malých Karpatoch sa transgresívne usadili na jednotkách prevažne chočského príkrovu karbonátové brekcie, zlepenice, pieskovce, organogénne (až biohermové) a organodetritické vápence vrchnopaleocénneho (ílerdského), spodnoeocénneho (kuizského) až strednoeocénneho (spodnolutétskeho) veku.

2. V nadloží bazálneho borovského súvrstvia pokračovala sedimentácia spodno- až strednoeocénneho hutianskeho súvrstvia s absolútnou prevahou ílovcov a ojedinelými polohami pieskovcov a zlepcov.

3. V nadloží ílovcového súvrstvia neboli zistené mladšie paleogénne sedimenty. Pri Sološnici je toto súvrstvie na povrchu prekryté miocénnymi sedimentmi.

4. Existenciou neptunických dajok bola dokázaná autochtónnosť paleogénnych sedimentov Malých Karpát.

5. Na rozdiel od publikovanej geologickej mapy 1 : 50 000 Malé Karpaty bol mapovacím prieskumom zistený značne väčší rozsah neogénnych sedimentov na úpätí Malých Karpát, ako sa predpokladalo. Bloky hornín bazálneho paleogénneho súvrstvia sa nachádzajú v miocénnych sedimentoch bukovskej depresie, ale aj v kvartérnych zvetralinách medzi Plaveckým Podhradím a Sološnicou.

6. Paleogénne sedimenty neboli vrásnené, ale sú postihnuté germanotypnou zlomovou tektonikou, ktorou boli rozbité na viacero kryh s vertikálnymi a horizontálnymi posunmi. Bolo možné vymedziť relatívne staršie zlomy rovnobežné s osou Malých Karpát a mladšie zlomy (kolmé na predošlé). Zvlášť výrazné sú pozdĺžne zlomy, sledovateľné na vzdialenosť až 10 km.

7. Bukovsko-sološnická paleogénna depresia je kvalifikovaná ako zaklesnutá štruktúra so znakmi priekopovej prepadliny, ohraničená strmými zlomami. Nejde o synklinálnu štruktúru, ako sa uvádza v literatúre.

8. Pred usadením bazálnych paleogénnych vrstiev boli Malé Karpaty vynorené a podrobené intenzívnemu pôsobeniu exogénnych činiteľov pri veľmi teplej klíme. Došlo k deštrukcii povrchu, tvorbe červenozemí a k vzniku krasových fenoménov.

9. Nerovnaký vek bazálneho súvrstvia dokumentuje postupnú transgresiu od S, resp. SZ. Proti tejto interpretácii svedčia prvky teplej tetýdnej oblasti v organických spoločenstvách, ktorých migrácia bola možná cez alpskú oblasť. Vysvetliť tieto rozpory možno popaleogénnym posunom bloku Malých Karpát k SV, resp. jeho rotáciou.

10. Paleogénne sedimenty Malých Karpát predstavujú iba tektonické a denudačné torzo pôvodného sedimentačného priestoru, ktorý mal prepojenie s otvoreným morom. Je možné predpokladať, že transgredujúce more prekrylo značnú časť dnešných Malých Karpát. Pri miocénnom výzdvihu ich centrálnej časti boli paleogénne sedimenty tejto oblasti deštruované a čiastočne premiestnené do miocénnych zlepcov.

11. Analýzou paleogénnych súvrství Malých Karpát možno poukázať na viaceré zhodné črty s pribradlovým a vnútrokarpatským vývinom, pričom je výraznejšia afinita k pribradlovému vývoju. Na základe tektonickej pozície, vrstevného sledu facií i stratigrafického postavenia možno tento vývoj hodnotiť ako prechodný medzi vnútrokarpatským a pribradlovým.

Pozn. Na lokalite Hrabník (jz. od Sološnice) sa v roku 1988 technickými prácami odkrylo ílovcové a flyšové súvrstvie, ktoré vystupuje tiež na východnom okraji Sološnice v chotároch Malé paseky, Obora a Na slanisku. Vo vrte VS-21 (lok. Hrabník) našla a určila v hĺbke 28 m V. GAŠPARIKOVÁ bohaté foraminiferové spoločenstvo, v ktorom najmladšie planktonické a bentosové foraminifery poukazujú na miocén — karpát.

Literatúra

- ANDRUSOV D. 1965: Geológia československých Karpát — Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 5—392.
- ANDRUSOV, D. — KÖHLER, E. 1963: Nummulites, faciès et développement pré-tectonique des Karpates occidentales centrales au Paléogène. — Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 175—192.
- BOMBITA, GH. — POPESCU, B. 1977: Cuvillierina, Linderina et Silvestriella en Roumanie. — Revue de Micropaléont., 20, 1, Paris, 3—9.
- BUDAY, T. — CAMBEL, B. — MAHEĽ, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M—33—XXXV, M—33—XXXVI, Wien — Bratislava. — Geofond, Bratislava, 5—248.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západní Karpaty, 2. — Ústř. Úst. geol., Praha, 1—651.
- BUDAY, T. — ŠPIČKA, V. 1964: Geologická stavba a relief podloží podunajské pánve. — Geofond, Praha.
- DROBNE, K. 1974: Les grandes Miliolidés des couches paleocènes de la Yougoslavie du Nord-Ouest (Idalina, Fabularia, Lacazina, Periloculina). Rozpr. Slov. Akad. Znan. in Umetn., 17, 3, Ljubljana, 129—184.
- DROBNE, K. 1977: Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. — Mém. suisse Paléont., 99, Basel, 1—132.
- GROSS, P. — KÖHLER, E. 1986: Paleogénne sedimenty Malých Karpát. — Geofond, Bratislava, 1—49.
- GROSS, P. — KÖHLER, E. 1987: O eocénnej transgresii v oravskom úseku bradlového pásma. — Geol. Práce, Spr. 86, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—164.
- GROSS, P. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. — Geol. Práce, Spr. 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—117.
- JESENÁK, P. — MALGOT, J. — VÁMOŠ, F. 1962: Geologický posudok priehradného profilu Buková. — Geofond, Bratislava, 1—15.
- KÖHLER, E. 1985: Postavenie paleogénu bukovskej depresie a jej vzťah ku pribradlovému vývoju. — Geofond, Bratislava, 1—52.
- KÖHLER, E. — BORZA, K. 1984: Oberkreide mit Orbitoiden in den Kleinen Karpaten. — Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 35, 2, Bratislava, 195—204.
- KÖHLER, E. — SAMUEL, O. 1977: Postavenie Západných Karpát v chronostratigrafických a biostratigrafických trendoch európskeho paleocénu a eocénu. — Geol. Práce, Spr. 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 195—242.
- LAZAR, P. 1986: Litostratigrafické štúdium paleogénu Malých Karpát. — Diplomová práca, Kat. geol. paleont. PrF UK, Bratislava, 1—66.
- MAHEĽ, M. 1987: The Malé Karpaty Mts. — constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps: important tectonic window of the Alpides. — Miner. slov., 19, 1, Bratislava, 1—27.
- MAHEĽ, M. — CAMBEL, B. et al. 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MICHALÍK, J. 1984: Some remarks on developmental and structural interpretation of the northwestern part of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). — Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 35, 4, Bratislava, 489—504.
- MIŠÍK, M. 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. — Slov. pedagog. naklad., Bratislava, 1—359.
- PAPP, A. 1962: Die Nummulitenfaunen vom Michelberg (Waschberg-zone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). — Vorhandl. Geol. Bundesant. 1, Wien, 281—290.
- PETERČÁKOVÁ, M. 1984: Calcareous nannoplankton of the Middle Eocene of the Malé Karpaty Mts. — Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 35, 2, Bratislava, 291—302.
- SCHAUB, A. H. 1981: Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. — Schweiz. paläont. Abh., 104—106, Basel, 1—236.
- SMOUT, A. H. 1954: Lower Tertiary foraminifera of the Qatar Peninsula. — Brit. Mus. (Natur. Hist.), London, 66—84.

- VADOVIČ, R. et al. 1963: Doplnujúce inžiniersko-geologické práce pre vodnú nádrž Buková. — Geofond, Bratislava, 1—14.
- VANOŠOVÁ, M. 1963: Grossforaminiferen von Sološnica. — Geol. Práce, Spr. 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—141.
- VETTERS, H. 1902: Vorläufiger Bericht über die Untersuchungen in den Kleinen Karpaten. — Verh. Geol. Reichsanst., Wien.

PAVEL GROSS — EDUARD KÖHLER

New Knowledge on Paleogene Sediments of the Malé Karpaty Mts.

Resumé

New mapping as well as stratigraphic and petrographic studies carried out in 1984—1986 supplemented and re-evaluated earlier data on Paleogene sediments of the Malé Karpaty Mts. As late as in the early 1980's, basic data on their spatial distribution, lithology, stratigraphic range and tectonic assignation were not available. Neither was solved the question whether the Paleozoic sediments overlie their basement tectonically or transgressively.

The detailed study of Malé Karpaty Paleogene sediments based on all available information discovered the following facts:

1. In the Malé Karpaty Mts., mainly the Choč units are transgressively overlain by carbonatic breccias, conglomerates, sandstones, organogene (to bioherm) and organodetrital limestones of Upper Paleocene (Ilerdian), Lower Eocene (Cuisian) to Middle Eocene age.
 2. In the overlier of the basal Borová Formation, the sedimentation of the Lower to Middle Eocene Huty Formation with absolute predominance of claystones and rare sandstone and conglomerate layers continued.
 3. No younger Paleogene sediments overlying the claystone formation have been found. Near Sološnica, this formation is overlain by Miocene sediments.
 4. Existence of neptunic dykes confirmed the autochthonous character of the Malé Karpaty Paleogene sediments.
 5. Unlike the published geological map at a scale 1 : 50 000 of the Malé Karpaty Mts., the mapping revealed a much larger extent of Neogene sediments on the Malé Karpaty foothills than had been previously anticipated. Rock blocks of the basal Paleogene formation occur in Miocene sediments of the Buková depression as well as Quaternary weathered material between Plavecké Podhradie and Sološnica.
 6. Paleogene sediments were not folded, but only underwent germanotype fault tectonics which dissected them into numerous blocks with vertical and horizontal displacements. Relatively older faults parallel to the axis of the Malé Karpaty Mts. and younger ones (perpendicular at the former) have been determined. The longitudinal faults observable to a distance of to up 10 km are very remarkable.
 7. Buková—Sološnica Paleogene depression is classed as a sunk structure with sings of a horst confined by steep faults. It is not a synclinal structure as is given literature.
 8. Prior to the deposition of the basal Paleogene beds, the Malé Karpaty emerged and underwent intensive activity of exogene factors by a very warm climate. The surface was destructed, and terra rosa and karst phenomena originated.
 9. Different age of the basal formation suggests gradual transgression from the north and/or north-west. This interpretation is in contradiction with elements of the warm Tethyd area in organic assemblages that may have migrated through the Alp area.
- These contradictions may be explained by a post-Paleogene displacement of the Malé Karpaty block to the north-east or by its rotation.
10. Paleogene sediments of the Malé Karpaty Mts. represent a mere tectonic and denudation remnant of the sedimentation area connected with open sea. The transgressive sea might have invaded a substantial part of the present Malé Karpaty Mts. The Paleogene sediments of this area

were destructed and partly displaced into Miocene conglomerates during Miocene uplift of the central part of the mountain range.

11. Analysis of the Paleogene formations of the Malé Karpaty Mts. proves several signs identical with the near-klippen and inner Carpathian developments with more affinity to the former. On the basis of the tectonic position, sequence of beds, facies and stratigraphic position, this development may be classified as transitional between the inner Carpathian and near-klippen ones.

Translated by L. Böhmer

Vysvetlivky k fototabulkám I — IV

Tab. I

Obr. 1 Výbrus organogénneho vápenca s prierezmi schránok *Nummulites ataticus* LEYMERIE, *N. globulus* LEYMERIE, *Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ, machoviek, koralinných rias a malých bentosových foraminifer. Odkryv pod Hrubým Kamennom, vrchný paleocén (ilerd), výbr. 2/KE, zváčš. 12 ×. Foto F. MARTANČÍK.

Obr. 2 Výbrus organogénneho (biohermového) vápenca s prierezmi koralového rodu *Actinacis* ORBIGNY, dutiny medzi koralovými trsmi sú vyplnené karbonátovou piesčitou drvinou s malými foraminiferami a úlomkami koralinných rias. Prepádľé zvony, 200 m jz. od k. 343, vrchný paleocén (ilerd), výbrus 5/KE, zváčš. 12 ×. Foto F. MARTANČÍK.

Tab. II

Obr. 1 Paleogénne neptunické dajky v trhlínach triasových karbonátov (vľavo od kladiva). Zárez bývalej železnice pod Báborskou. Foto E. KÖHLER.

Obr. 2 Výbrus neptunickou dajkou a jej stykom s mezozoickým vápencom (vľavo). V paleogénnej karbonátovej brekcii prierez schránok *Discocyclina irregularis* DESHAYES. Hrebeň nad Hoblickou dolinou, spodný eocén (kuiz), výbrus 4/1/KE, zváčš. 12 ×. Foto H. BRODNIANSKA.

Tab. III

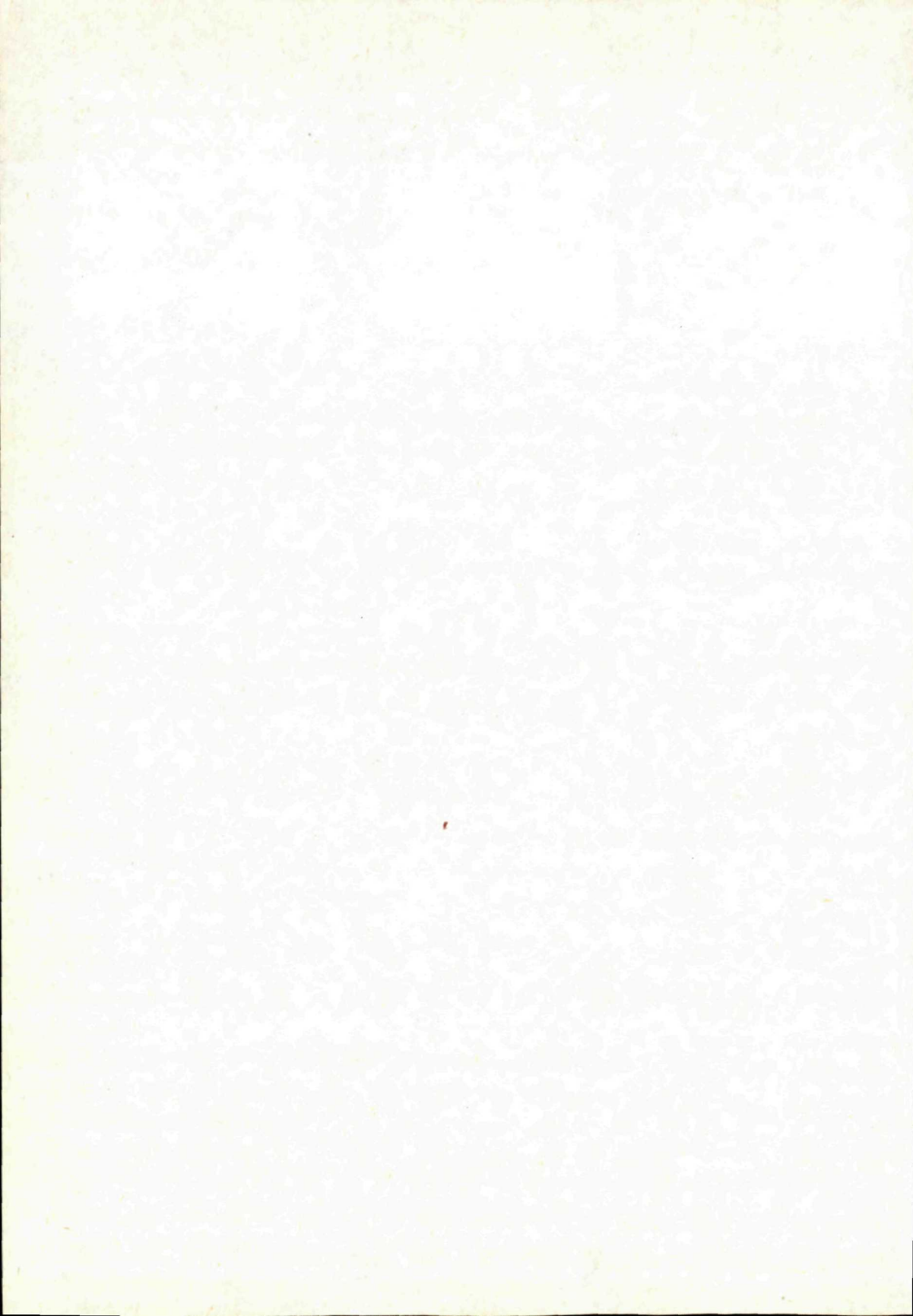
Obr. 1 Výbrus piesčitého vápenca s prierezmi schránok *Nummulites burdigalensis* HARPE, *N. globulus* LEYMERIE, *Assilina* cf. *maior* HEIM, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER), *D. fortisi* (ARCHIAC). 500 m zjz. od k. Vášky, spodný eocén (kuiz), výbrus 7/KE, zváčš. 12 ×. Foto F. MARTANČÍK.

Obr. 2 Výbrus piesčitého vápenca s prierezmi schránok *Nummulites burdigalensis* HARPE, *N. campepinus* SCHAUB, *N. globulus* LEYMERIE, *Assilina* cf. *maior* HEIM, *Discocyclina fortisi* (ARCHIAC). Blok spodnoeocénneho piesčitého vápenca na poli 200 m sz. od k. 272 (Plánavy), výbrus 2/4/KE, zváčš. 12 ×. Foto F. MARTANČÍK.

Tab. IV

Obr. 1 Výbrus hrubozrnného karbonátového pieskovca s prierezmi schránok *Nummulites gallensis* HEIM, *N. globulus* LEYMERIE, *N. nitidus* HARPE, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER). Pole pri z. úpätí k. Korlátka, stredný eocén (bazálny lutét), výbrus 12/KE, zváčš. 12 ×. Foto F. MARTANČÍK.

Obr. 2 Výbrus polymiktného pieskovca s prierezom redeponovanej (ováľanej) schránky *Nummulites* cf. *ataticus* LEYMERIE. Sološnica, ssv. od Pasiek, miocén, výbrus 4/KE, zváčš. 12 ×. Foto H. BRODNIANSKA.



JÁN GAŠPARIK

Geologický vývoj južnej časti výplne Turčianskej kotliny

1 farebná mapa, 1 profil, 1 fotogr. tab. (V), anglické resumé

Abstract. The submitted work documents the lithofacial characteristics of formations in the southern part of the Turčianska kotlina basin. Of Neogene sediments, Eggenburgian gravel-conglomerates with fauna — Rakša Formation are present. This formation is discordantly overlain by pyroxene-andesite agglomerates and andesite breccias that are assigned to the Lower to Middle Badenian — Turčok Formation. Gravel-conglomerate to sandy clayey beds, in places with remains of tuffogenous material, belong to the Upper Badenian — Budiš Formation. Above them are dark gray clays with layers of lignite and fresh-water clayey limestones with organic remains of Sarmatian to Pannonian age — Martin beds. Dacian clayey sandy gravels — Blázovce Formation is the uppermost horizon.

Južná časť Turčianskej kotliny je ohraničená z východu výbežkami Veľkej Fatry, z juhovýchodu Kremnickým pohorím, juhozápadne pohorím Žiaru a zo západu južnými výbežkami Malej Fatry. V severnej časti vyplňajú kotlinu neogénne a kvartérne sedimenty. Po západnom okraji kotliny vystupujú granity a granodiority pohoria Žiaru a karbonátové horniny Malej Fatry. Z Kremnického pohoria zasahujú do kotliny pyroklastiká pyroxenických andezitov a ryolitov. Z oblasti Veľkej Fatry sú to karbonatické horniny.

Vo vlastnej výplni vystupujú sedimenty egenburgu, hlavne zlepenca a pieskovce. Ďalej v bádene a v sarmate sú čiastočne v sedimentoch zastúpené zvyšky vulkanických hornín, ktoré zasahujú až po Blatnicu, veľmi ojedinele boli zistené až v oblasti Martina. V panóne sú to íly a piesčité íly, vo vyšších polohách piesky a štrky. Kvartér je tvorený akumuláčnymi sedimentmi splavovanými hlavne z okolitých horstiev, ďalej sú vyčlenené terasové stupne.

Tektonicky kotlinu ohraničujú zlomy smeru SV — JZ na západnej a východnej strane kotliny. Poslednými štúdiami boli zistené zlomové línie i naprieč kotlinou, a to v smere V—Z, ktoré významne ovplyvňujú základnú stavbu kotliny.

Geologická charakteristika

Turčianska kotlina je uzavretá vnútrohorská depresia, ohraničená od JV Kremnickými vrchmi, od JZ pohorím Žiar, od Z a S Malou Fatrou a od V Veľkou Fatrou. Turčianska kotlina je geneticky viazaná na priebeh sj. mobilnej zóny, ktorá je tu podstatne väčšia ako u ostatných vnútrohorských depresii. Táto mobilita bola zvýraznená vznikom pôvodného výbežku spodnomiocénnej panvy (egenburg) Podunajskej nížiny. Od Podunajskej nížiny bola oddelená vo vrchnom bádene až sarmate vyzdvihnutím priečnej hrasti Žiaru a vulkanickou činnosťou Kremnických vrchov.

Výplň Turčianskej kotliny je tvorená prevažne sedimentmi egenburgu, a to zlepenkami, ktoré majú oligomiktný karbonatický charakter, sú drobnozrnné, valúniky dosahujú v priemere 4 mm, ojedinele sa nájdú zrná o priemere 3 cm. Patria hlavne dolomitom rôznych štruktúr, zriedkavejšie sú prítomné valúny vápencov (triasové) a len ojedinele dolomitické vápence. V zlepenkoch boli nájdené organické zvyšky. Vo výbrusoch sa zistili úlomky lastúrníkov so zachovanou pôvodnou štruktúrou schránky. Ďalej sa našli úlomky machoviek, niekoľko exemplárov foraminifer atď. Bola nájdená tiež makrofauna, a to *Pecten hornensis*, *Chlamys palmata*, úlomky *ostrei* atď. (J. GAŠPARIK 1978). Na z. okraji tvoria výplň polymiktné štrky až zlepenky s vápnitým tmelom, sladkovodnými vápencami s bohatou endemickou faunou sladkovodných až oligohalinných mäkkýšov.

V strednej časti panvy boli v týchto horizontoch, ktoré sú piesčitejšie, nájdené zvyšky flóry bádenského, prípadne až spodnosarmatského veku. Významné sú polohy syndementárnych sarmatských andezitových tufov a tufitov, vystupujúcich hlavne v okolí Blatnice. Laterálne, ale i do nadložia prechádza tento vývoj do facií vápnitých ílov. Sú to prevažne sivé vápnité íly s polohami sladkovodných, vrstevnatých i travertínových vápencov; podradne sa vyskytujú vrstvy pieskov, uhoľných ílov a lignitové slojky. Ílové polohy obsahujú bohatú endemickú faunu.

Najvyššou faciou sú íly a štrky rôzneho stratigrafického rozpätia. Obsahujú zvyšky tenkostenných fluviálnych a hlavne terestrických faun. Sú to sivé až zelené íly, miestami slienité íly s premenlivou piesčitosťou, v niektorých miestach s prevahou štrkových polôh. Vekové začlenenie počítame od vrchného sarmatu do spodného pliocénu (sarmat — panón).

Ďalším horizontom sú mladé vrchnopliocénne sedimenty, zastúpené súvrstvom štrkopieskov a plastických ílov, v ktorých sú sporadicky valúny rozčlenených andezitov — predstavujú mladé resedimentárne splachy z okolitých pohorí.

Tektonika Turčianskej kotliny je výrazne kerného charakteru, pričom tektonické línie sú usmernené na SSV—JJZ a vytvárajú priekopovú prepadlinu. Jej západná časť je „žiarskou tektonickou líniou“ zhodená podstatne výraznejšie než východná časť kotliny, ktorá bola poklesnutá „veľkofatranskou líniou“ (J. GAŠPARIK 1973) a prejavuje sa od Blatnice jz. smerom. Prevládajúci sklon

vrstiev je v priemere 10—20° k západu a severozápadu. Viaceré pozdĺžne, ale i priečne zlomy delia panvu na samostatné kryhy.

Podložie kotliny

V južnej časti kotliny, po jej západnejšom okraji vystupujú spodotriasové kremence, nad ktorými ležia červenofialové jemné piesčité prachovce kampilu. Stredný trias je tvorený hrubolavicovými tmavými až tmavosivými gutenstein-skými vápencami. Tieto horniny vystupujú hlavne po okraji Zíarskeho pohoria. Východné ohraničenie južnej časti kotliny tvorí mezozoikum Veľkej Fatry. Ide o ílovité vápence až ílovce neokómu. Ďalej sú to gutensteinské vápence vyššieho príkrovu. Svetlosivé a biele dolomity tvoria najvýraznejšiu časť tohto príkrovu v západnej časti Veľkej Fatry. Tmavosivé vápence sú miestami silno tektonicky porušené a zbridičnatené, vystupujú uprostred dolomitov. V strede kotliny, pod jej výplňou, sú to hlavne dolomitické horniny, prípadne tmavosivé vápence so žilkami kalcitu až svetlosivé dolomitické vápence. Vápence sú účinkom tektonických pochodov stlačené, rozdrvené až zbridičnatené — vytvárajú polohy tmavosivých bridlíc (J. GAŠPARIK 1974).

Paleogénne sedimenty sa dajú sledovať v južnej časti kotliny po jej východnej strane na úpätí Veľkej Fatry. Ojedinelé východy paleogénu možno pozorovať od dedinky Háj po Mošovce a Blatnicu, kde sa objavujú často veľké valúny organogénnych vápencov v sutinovom materiáli. Často ich nachádzame ako zlepenec s valúnikmi karbonátov. Opísané polohy paleogénu stratigraficky zaraďujem do eocénu, a to biaritsu až priabónu. Tento vek potvrdil na základe nájdenej a určenej fauny aj E. KÖHLER (1967), ktorý spracoval tieto horizonty faunisticky.

Neogén — vo výplni Turčianskej kotliny

Podľa litológie a petrografického zloženia hornín, ako aj ich biostratigrafického rozdelenia do stratigrafických regionálnych stupňov vyčleňujem v oblasti Turčianskej kotliny súvrstvia, z ktorých je budovaná neogénna výplň kotliny:

rakšianske súvrstvie

turčecká formácia (súvrstvie) (V. KONEČNÝ — J. LEXA — E. PLANDEROVÁ 1983)

budišské súvrstvie

martinaské súvrstvie

blážovské súvrstvie

Rakšianske súvrstvie — egenburg.

Pri regionálnom geologickom mapovaní južnej časti Turčianskej kotliny som našiel v blízkosti obce Rakša fáciu karbonatických zlepenčov. Leží na triasových dolomitoch, prípadne na bazálnom paleogéne. Tiahne sa po pravej strane obce, vytvára menšie bradielko. Fácia karbonatických zlepenčov vystupuje na

NEOGÉN	PLIOCÉN	Dak-roman	blažovské súvrstvie	— štrkopiesky — tmavosivé ily s lignitom (Láclava, V. Čepčín, atď.) — štrkopiesčité vrstvy (Blažovce, Mošovce, So-covce)	
				— polohy sladkovodných slienitých vápencov so sladkovodnou makrofaunou (Martin — tehelňa, Dubná Skala, Žabokreky, dolina Hrby atď.) — tmavosivé slienité ily, polohy lignitov (Martin — tehelňa, Mošovce, Lipt. Peter atď.) — pyroklastiká andezitov, ryolitov — jemné tuftické ily so zvyškami flóry (Polerieka — nad zlepenkami, Mošovce s ostrakódami atď.)	
	MIOCÉN	Báden	Moravan/Kosov Vieličkan	budišské súvrstvie	— piesky až štrkopiesky (Rudno, Budiš, Dubové) — štrkozlepence (Polerieka)
				turčecká formácia	— andezity, andezitové tufy, tufity — aglomerátové tufy pyroxenického andezitu — andezity pyroxenické — andezitové tufy a tufity
		Karpát			
		Otnang			
		Egenburg	rakšianské súvrstvie	— piesky (Turč. Michal) — organogénne vápence (Turč. Michal) — zlepence, miestami organogénne (Rakša, Valča, Mošovce, Turč. Teplice)	

povrch tiež v svahu poľnej cesty na úpätí Veľkej Fatry. V blízkosti tohto odkryvu (asi 1 km juhozápadne) vystupujú vápence bohaté na organické zvyšky. Zlepence a piesčité zlepence od Rakše a Turčianskeho Michala boli ako litologický komplex (J. GAŠPARIK 1973) zaradené na bázu výplne Turčianskej kotliny a pomenoval som ich ako „rakšianske súvrstvie“. Na mape 1 : 200 000 (1964) je v týchto miestach značený sarmat—panón, litologicky vyznačený ako štrkové súvrstvie, miestami s tuftickými ílmi a pieskami. Na mape v mierke 1 : 500 000 (1967) sú uvedené ako sedimenty tortónu až sarmatu.

Zlepence od Rakše sú svetlosivé, majú oligomiktný karbonatický charakter, sú drobnozrnné, prevažná väčšina valúnov dosahuje veľkosť do 4 mm, ojedinele sa nájdu zrná v priemere 3 cm. Patria ponajviac dolomitom rôznych štruktúr, od kalovej až po strednozrnnú. Zriedkavejšie sú prítomné triasové vápence a len ojedinele dolomitické vápence. Niektoré valúny dolomitu sú dedolomitizované.

Tmel zlepenca tvorí strednozrnný až hrubozrnný kalcit, zrnká majú izometrický tvar. Pórovitosť je slabá, sekundárna. Pôvodné póry medzi valúnmi sa nevyplňajú podľa drúzového pravidla, teda veľkosť zŕn smerom do ich stredu nevzrastá. Tento typ tmelu vznikol po vynorení sedimentu vo freatickom prostredí — v zóne súvislej hladiny spodnej vody. Zlepence sú bez klastického kremeňa, len v jednom úlomku gutensteinského vápenca bol zistený autigénny kremeň.

V zlepencoch sa našli organické zvyšky. Vo výbrusoch sa zistili úlomky lastúrnikov so zachovanou pôvodnou štruktúrou schránky — ide o kalcitové a nie aragonitové schránky. Na priereze schránok lastúrnikov bolo možné pozorovať silicifikáciu. Potvrďuje ju aj autigénny xenomorfný kremeň, stanovený v úlomku lastúrnika. Ďalej sa našli úlomky machoviek, niekoľko exemplárov foraminifer (identifikovaný rod *Textularia*), prierez riasy, pravdepodobne príbuznej skupine *Codiaceae*. Opisované zlepence z Turčianskych Teplíc upútali moju pozornosť už predtým. V roku 1961 som vo výkope základov pre nové domy (oproti budove poštového úradu) našiel úlomok zriedkavo sa vyskytujúceho lastúrnika (*Pecten* sp.).

Zlepence podobného typu najbližšie k Turčianskej kotline opísala M. VAŇOVÁ (1959) pri Kľačane v severnej časti Hornonitrianskej kotliny. Biofaciálnu analýzu „spodnoburdigalských“ usadenín od Veľkej a Malej Čausy urobil J. SENEŠ (1959), ktorý zhodnotil faunu na báze transgresívneho cyklu v piesčitých íloch a slieňoch brakického pôvodu. Doterajšie nálezy spodnomiocénnych faun v oblasti Západných Karpát opísali F. STEININGER — J. SENEŠ et al. (1971).

Pri neskorších výskumoch som pri obci Rakša našiel v týchto zlepencoch bohatšiu makrofaunu, na základe ktorej bolo možno súvrstvie stratigraficky začleniť. Bol identifikovaný druh *Pecten hornensis* DEPERET et ROMAN 1902 s rozmermi: dĺžka 50 mm, šírka 45 mm. Bol opísaný z viacerých lokalít Západných Karpát, napr. A. ONDREJČKOVÁ (1972) ho opísala z lokality Lipovany, P. ČTYROKÝ (1959) z lokality Podkýľava a Vaďovca. Na lokalite Rakša v Turčianskej kotline je ďalší výskyt tohto druhu.

Iným stanoveným druhom je *Chlamys (Gigantopecten) palmata* (LAMARCK 1819), významná forma paratetýdy, známa z egenburgu Slovenska, Maďarska i Rakúska. V Západných Karpatoch tento druh opísala A. ONDREJČKOVÁ (1972 a, b) z lokality Lipovany a Rapovce. Formy zistené na lokalite Rakša nie sú úplné, vonkajšia štruktúra ich schránok je nezreteľná, zastretá prvkami sekundárnych prejavov.

Jedince rodu *Ostrea* boli značne rozlámané, a preto neboli bližšie určené.

Zistená fauna charakterizuje egenburg paratetýdnej oblasti a na jej základe bolo stratigraficky začlenené i súvrstvie zlepencov pri obci Rakša. Nález má značný význam najmä z paleogeografického hľadiska. Potvrdilo sa ním rozšírenie spodnomiocénneho mora, ktoré zasahovalo do severnejších častí Slovenska — ďalej, než sa predpokladalo doteraz.

Turčecká formácia — severné výbežky Kremnických vrchov — báden

Na súvrstviach začlenených stratigraficky nižšie, pokračujú diskordantne aglomeráty pyroxenického andezitu až tmavosivých andezitových brekcií. Brekcie

obsahujú ostrohranné 3—5 cm veľké úlomky tmavosivých pyroxenických andezitov. Andezitové tufy sa často striedajú s aglomerátmi, prípadne brekciami andezitu. Andezitové aglomeráty prechádzajú do polôh, v ktorých prevládajú fragmenty andezitov nad jemnou tmeliacou hmotou a naopak. Tmeliaca hmota aglomerátu je tvorená drobnou úlomkovitým vulkanickým materiálom. Pukliny v aglomerátoch sú vyhojené uhličitanmi. Ojedinele sa vyskytujú impregnácie pyritu, a to prevažne na puklinách.

Charakteristika jednotlivých celkov vulkanického andezitového komplexu je nasledovná.

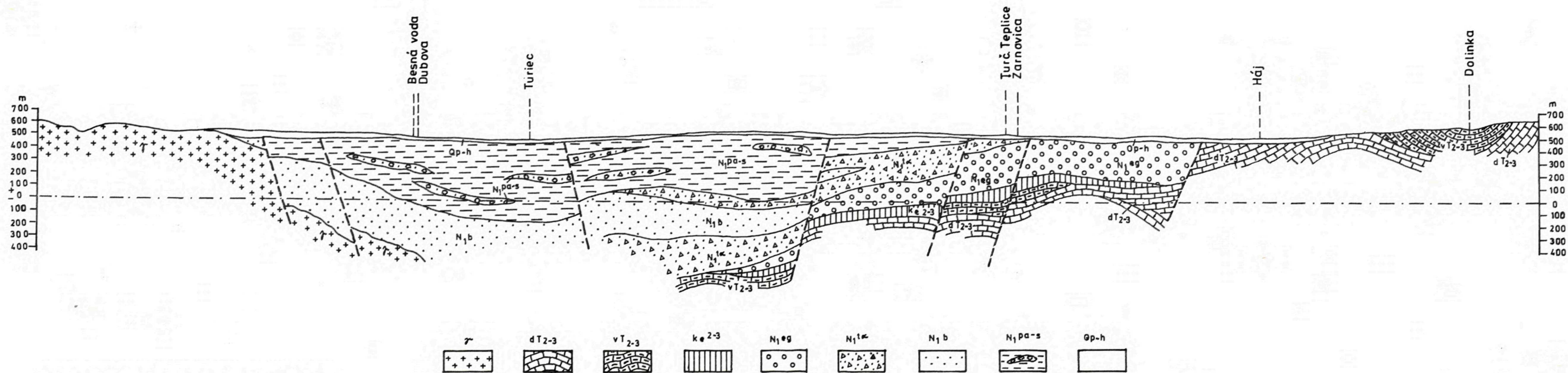
Tufy a tufity sa objavujú hlavne na okrajoch andezitového vulkanického komplexu. Toto súvrstvie sa vyznačuje znakmi triedenia materiálu, striedajú sa piesčito-tufitické polohy s tenkými pelitickými tufmi, ktoré obsahujú miestami zuhoľnatené zvyšky rastlín. Zvrstvenie, pokiaľ ho pozorovať, je horizontálne, miestami so znakmi krížového zvrstvenia. Niektoré tufové polohy obsahujú ojedinele úlomky pemzi. Avšak možno pozorovať aj tufy s väčším množstvom pemzi o veľkosti v priemere 2—3 cm.

Aglomeratické tufy pyroxenického andezitu sú iba prechodné horniny medzi tufmi a aglomerátmi. Aglomeráty sú horniny tvorené kúskami a úlomkami hornín pyroxenického andezitu. Úlomky sú rôznej veľkosti, miestami dosahujú až 10—15 cm. Tmeliacu hmotu tvorí vulkanický materiál pelitického charakteru. Vyskytujú sa tiež prípady, keď pelitický materiál prevláda a vytvárajú sa tenké polohy tufitov. Podrobnejšie opísať vulkanické horniny v tejto oblasti nám umožnil vrt GHŠ-1, ktorý bol realizovaný v rokoch 1970—1971 (J. GAŠPARIK et al. 1974).

Andezitový vulkanický komplex leží na mezozoických horninách. V jeho najspodnejších častiach sa uložili andezitové tufity, ktoré sú zvrstvené v dôsledku premiestňovania vulkanoklastického materiálu do vodného bazénu. Neskôr sa ukladal menej triedený materiál a charakter vulkanoklastického materiálu poukazuje na jeho rýchly znos na pomerne krátku vzdialenosť bez vodného prostredia. Aglomeráty a aglomeratické tufy sa neukladali vo vodnom prostredí, o čom svedčí charakter štruktúry okrajov lávových prúdov.

Pri porovnaní andezitového vulkanického komplexu (J. FORGÁČ 1972), ktorý bol zachytený vrtom GHŠ-1 s neovulkanitmi severnej časti Kremnických vrchov, možno konštatovať, že petrografickým zložením, ako aj charakterom vývoja sú si oba tieto komplexy blízke. Možno predpokladať, že neovulkanický komplex zachytený v hĺbke 908,7 m je pôvodným pokračovaním severných výbežkov vulkanitov Kremnických vrchov, ktoré sú v Turčianskej kotline poklesnuté asi o 1 100 m. Celý komplex začleňujem do turčeckej formácie (V. KONEČNÝ — J. LEXA — E. PLANDEROVÁ 1983).

Vekové začlenenie celej formácie nie je jednoznačne preukázané. Na základe štúdia mikroflóry je formácia zaradená do najvrchnejšieho bádenu, až spodného sarmatu. Rádiometrické datovanie však posúva turčeckú formáciu do spodného až stredného bádenu (V. KONEČNÝ — J. LEXA — E. PLANDEROVÁ 1983). Prikláňam sa k začleneniu týchto vulkanitov, ktoré sa nachádzajú v Turčianskej kotline do spodného až stredného bádenu, do obdobia začiatku vulkanickej činnosti. V tomto období dochádzalo k významným horotvorným pochodom,



Schematický geologický rez južnou časťou Turčianskej kotliny

Zostavil J. Gašparík 1987

1 — svetlý biotitický až dvojsľudný granit; 2 — dolomity — stredný a vrchný trias; 3 — sivé vápence, rohovcové vápence, stredný a vrchný trias; 4 — bazálne karbonátové súvrstvie: zlepenec, brekie, piesčité vápence s numulitmi; 5 — zlepenec, piesčité vápence s polohami karbonátových zlepenčov — egenburg; 6 — pyroklastiká andezitov — báden; 7 — piesky, štrky — materiál prevažne z granitov — báden; 8 — tmavosivé slienité íly, piesky, štrky, piesčité íly, ojedinelé zvyšky fauny a flóry sarmat — panón; 9 — kvartérne sedimenty vcelku

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

ktoré Turčiansku kotlinu formovali a súčasne aj vytvárali po okrajoch pohorí (Veľká, Malá Fatra a Žiar) klastické sedimenty, ktoré zaraďujem do vrchného bádenu.

Budišské súvrstvie — vrchný bádén

V severnej časti územia je budišské súvrstvie tvorené zlepenkami, štrkami a pieskami. Litologický charakter sedimentov štrkovo-zlepencového súvrstvia zodpovedá podľa vzdialenosti uloženia sedimentov od pohoria, ktoré bolo jeho znosovou oblasťou. Súvrstvie nazývame budišské podľa štrkovo-zlepenцovej lokality nájdenej v blízkosti Budiša a jeho blízkeho okolia. Sedimenty tohto súvrstvia tvoria polohy alebo vrstvy striedajúce sa nepravidelne s pelitickými sedimentmi. Sú to sedimenty menších mocností, hromadia sa obyčajne v depresiách niekdajšieho reliéfu. Ide o rozpadnutý žulový materiál, žulové piesky, veľké valúny hruboporfýrickej žuly s biotitom, ktoré na báze nie sú celkom ojedinelé. Niektoré balvany dosahujú v priemere až 50 cm. K vytvoreniu horizontu došlo v období, keď táto oblasť silne a rýchlo klesla, pričom došlo k rýchlemu splavovaniu hrubého, ale i stredne hrubého materiálu. Materiál je netriedený, heterogénny, pochádza z blízkeho Žiarskeho pohoria, v ktorom sa vplyvom horotvorných pochodov po okraji územia vytvorili silne členité a porušené časti. Okrem žulového materiálu sú valúny tvorené i kremeňom a kremencami z obalovej série Žiarskeho pohoria v jeho južnej časti. V ojedinelých prípadoch boli nájdene i valúny vulkanických hornín.

Strednozrnné klastické horniny nadväzujú z jednej strany na hrubozrnné sedimenty a z druhej strany na pelitické sedimenty. Týmto spôsobom ich možno aj opisovať, pretože vyložene piesčité sedimenty vo výplni Turčianskej kotliny nie sú známe. Keby sme mali klasifikovať niektoré typy pieskov, pieskovcov, ktoré sa vyskytujú vo výplni kotliny, mohli by sme hovoriť o arkózovitých pieskovcoch alebo o pieskovcoch žulových. Hlavným klasifikačným meradlom je zastúpenie:

- a) kremeňa spolu so stabilnými úlomkami hornín;
- b) živcov z nestabilných úlomkov hornín;
- c) ílovitý podiel.

Piesky od západnej časti smerom do kotliny majú výraznejší podiel prachu a ílu. Tento typ pieskovcov sa tvoril v podstatne pokojnejšom období vývoja kotliny i bližšie k jej okraju.

Odlišný charakter majú polohy štrkov a pieskov vo východnej časti územia Turčianskej kotliny. Bolo ich možné sledovať počas rekonštrukcie v záreze cesty, smerujúcej z Blatnice do Mošoviec, na svahu, zvažujúcom sa do Blatnice. Podobný vývoj bol dokumentovaný v ryhe kopanej pre vodovodné potrubie pre Motorest-táborisko nad Blatnicou. V profile oboch výkopov bolo možné sledovať polohy zlepenčov so strednozrnnými valúnmi karbonátov, ktoré sú pomerne málo opracované, miestami prechádzajú do pieskov. Ďalej sú to polohy jemnozrnného až strednozrnného pieskovca, v ktorom dochádza k striedaniu tmavých piesčitých polôh so svetlejšími polohami. V tejto časti územia vo výplni bude

viac zastúpený pelitický podiel. V nadloží karbonátových zlepcov a pieskov sú polohy pevných tufitických ílov, v niektorých častiach boli nájdené okrem vulkanického pemzového materiálu i drobné úlomky kremeňa.

Piesčité hnedé tufity s úlomkami a valúnmi andezitu sa nachádzajú na lokalite v blízkosti Blatnice (pod táboriskom). V zlepcoch sa vyskytujú tiež valúny karbonátov, nie zriedkavo i vo veľkosti päste. Tmel je tufitický. K vrchnému bádenu zaraďujeme aj lokalitu štrkopieskov zs. od Mošoviec, v ktorých sú 40 až 50 cm polohy jemnozrnných až pelitických vrstvičiek žltohnedej farby s tufitickým materiálom. Na lokalite je možné pozorovať krížové zvrstvenie štrkopieskov.

Ďalšie lokality zaradené k vrchnému bádenu sa nachádzajú v severnejšej časti územia.

Martinské súvrstvie — sarmat-panón

Pôvodnú charakteristiku a pomenovanie martinské vrstvy zaviedol T. BUDAY (1962), ktorý sem zahrňuje pestré sedimenty. Litologicky ide o štrky, miestami spevnené v zlepence, íly a vápnité íly rôznej piesčitosti. Ďalej sú v tomto komplexe zahrnuté sladkovodné vápence, uhlie a najmä vrstvy andezitových a ryolitových tufitov. Stratigraficky boli martinské vrstvy zaradené do tortónu-sarmatu.

Podľa nových regionálnych výskumov k martinskému súvrstviu zaraďujeme iba pelitické sedimenty, a to vápnité íly, vyskytujúce sa v strednej časti depresie. Pelitické horniny (pelity, aleurity) sa vo výplni Turčianskej kotliny celkovo podieľajú asi na 56 %, i keď odkryvy sú pomerne v menšom množstve než pevné horniny. Do skupiny pelitických sedimentov zaraďujeme íly, ílovce, vápnité íly a ílovité vápence, ako i uvedené horniny s menším obsahom piesčitosti. Pelitickým sedimentom venovala pozornosť M. MARKOVÁ (1972), ktorá tento typ sedimentov spracovala z vrtu GHŠ-1. Ide o sedimenty zodpovedajúce aleuritickým ílom, s prítomnosťou vulkanogénnych minerálov. Terigénne minerály sú zastúpené granátom, biotitom, chloritom, ďalej prestúpenými ihličkami rutilu a apatitu. Nepravidelne je zastúpený zirkón, rutil, turmalín a staurolit. Okrem zrnitosti a zmien pri znose do kotliny možno v tejto časti sedimentov pozorovať i zmeny počas diagenézy, ktorú signalizuje najmä bohaté zastúpenie pyritu. Jeho prítomnosť si možno vysvetliť ako dôsledok tlenia rastlinných zvyškov.

V ílovej frakcii opísaného súvrstvia prevláda montmorillonit — pochádza z premenených vulkanických hornín a illit, ktorý sa sem dostal zo starších sedimentárnych hornín morského pôvodu. Kaolinit sa objavuje menej, v jemnejšej frakcii, splavený hlavne z granitov a sčasti i z vulkanogénnych zvetralín. Je však potrebné konštatovať, že kaolinické íly boli zistené v prevládajúcom množstve ako tmeliaci alebo sprievodný materiál v piesčitých horizontoch výplne kotliny na úpätí pohoria Žiar.

Uhličitanové horniny neboli v tejto južnej časti zistené. Vyskytujú sa hlavne v severnejších úsekoch Turčianskej kotliny.

Stratigraficky začleňujeme martinské súvrstvie do sarmat-panónu. Pomenované je podľa významného profilu v starej opustenej tehelni v Martine.

Štrkopiesčité súvrstvie s polohami pieskov a piesčitých ílov. Blažovské súvrstvie je pomenované podľa obce Blažovce. K tomuto súvrstviu zaraďujem štrkopiesčité vrstvy z oblasti Blažoviec (štrkovisko na Blažovskom vrchu), Moškovca a Socoviec. Materiál štrkopieskov je tvorený valúnmi vápencov, dolomitických vápencov, ojedinele boli nájdené aj valúny kremeňa. Valúny štrkov sú čiastočne opracované. V štrkopieskoch sú polohy alebo šošovky pieskovcov, prípadne pieskov. Piesky sú sivastej až hnedastej farby, materiál je karbonatický, miestami sú tu piesčité íly. Štrkovisko na Blažovskom vrchu je už opustené, bolo otvorené pre účely stavebné, ako násypový materiál. Ďalšou významnou lokalitou tohto súvrstvia sú zlepecovo-pieskovcové vrstvy na vrchole Stráže (534,0 m) pri obci Socovce. Zlepence sú karbonatické (vápence svetlej a tmavej farby, dolomity a kremence). Valúny zlepencov sú málo triedené, málo opracované. Smer vrstiev je V—Z, úklon k J, asi 20°.

V geologickom vývoji Turčianskej kotliny počas kvartéru prevládali akumulčno-erózne procesy a prenos materiálu v podmienkach nerovnomerného tektonického poklesávania kotliny. Vplyvom spomínaných procesov a ich vzťahu ku klimatickým zmenám počas kvartéru sa vytvoril kotlinový reliéf s výrazným uplatnením troch stupňov: nivy, pahorkatiny a podhoria (E. MAZÚR — M. LUKNIŠ 1980) a došlo aj k nerovnomernému rozšíreniu kvartérnych sedimentov. Z hľadiska pochopenia geologického vývoja územia kotliny počas kvartéru je najzaujímavejší vývoj fluvialných sedimentov, resp. prolúvií. Nachádzajú sa tu aj svahové sedimenty a sedimenty organického charakteru.

Materiály o vývoji kvartéru Turčianskej kotliny sa nachádzajú v publikovaných i archivovaných správach.

Podrobnejšie terasové stupne tejto oblasti študoval V. LOŽEK — J. TYRÁČEK (1960). Otázkam vývoja zosuvov a formovaniu prolúviálnych kužeľov sa venoval Q. ZÁRUBA (1959) a V. LOŽEK (1959). Geomorfologický a kvartérny vývoj Turčianskej kotliny študoval J. ČINČURA (1965, 1966, 1967, 1969) a E. MAZÚR — J. ČINČURA (1964). Holocénne súvrstvia boli interpretované na konferencii kvartérnych sedimentov Západných Karpát (I. VAŠKOVSKÝ — V. LOŽEK 1974).

Organické sedimenty (humolity): slatinné rašeliny sa najvýraznejšie zachovali v okolí obce Ivančiná a v Slovanskej doline. V okolí Ivančinej sa nachádzajú severne od obce — na ľavom brehu Turca — s hĺbkou 6 m a sv. od spomínanej obce pri JRD — na pravom brehu Turca s hrúbkou nad 4,00 m.

Podrobnejšie ich študoval E. KRIPPEL (1974). Podľa neho začiatok ich tvorby je z konca boreálu, potom ich vývoj nepretržite pokračoval počas atlantiku, subboreálu, subatlantiku.

Tektonika

Gravimetrická mapa úplných bouguerových izoanomál udáva v Turčianskej kotline tri významné záporné izoanomály. Najjužnejšia je v priestore medzi Sklenným a Hornou Štubňou (−32), severnejšie od nej je depresia medzi

Veľkým Čepčinom a Ivančinou (— 38). Na severe kotliny je maximum depresie, ktorá je vyznačená (— 42) v blízkosti mesta Martina. Vlastná kotlina je rozdelená pozdĺžnymi zlomami na hrasti a depresie.

Dôležitým medzníkom pri vzniku a vývoji kotlin bol tektonický vývoj a charakter pohybov. Kotliny sú od susedných horstiev oddelené tektonickými líniami, na ktorých dochádza k styku sedimentov kotlin s horskými masívmi.

Na základe štúdia uvedených kritérií v Turčianskej kotline a tiež Hornonitrianskej kotline boli stanovené štyri hlavné tektonické línie:

žiarska tektonická línia
veľkofatranská tektonická línia
malomagurská tektonická línia
pravňanská tektonická línia

Západná časť Turčianskej kotliny je ohraničená Žiarskou tektonickou líniou, pozdĺž ktorej sú sedimenty poklesnuté až do hĺbky 1 500 m. Táto línia má na severe od úpätia Malej Fatry smer sever-juh, južnejšie v okolí Trebostova sa mierne stáča k juhozápadu. Západne od Slovenského Pravna tektonická línia znovu nadobúda smer sever-juh a utína kryštalinikum pohoria Žiaru, prípadne zdvojuje smer a obchádza juhovýchodný cíp Žiaru pri Sklennom. V týchto miestach vniká do vulkanického komplexu severnej časti Kremnických vrchov. Pozdĺž tohto zlomu je poklesnutá i Žiarska kotlina viac ako 1 500 m oproti podloziu vulkanického masívu Vtáčnika.

Územie západne od žiarskej tektonickej línie je v severnej časti Malej Fatry vytvorené z biotitických a dvojsľudových pararúl, miestami so slabšou injekčnou prímiesou. Južnejšie sú to stredotriasové dolomity, škvrnité slieňovce a vápence lotaringu, ďalej tmavosivé organogénne, miestami piesčité vápence kriedy subtatranských príkrovov. Od Slovenského Pravna až po Sklenné vystupuje na západnej strane zlomu svetlý biotitický až dvojsľudný porfýrovitý, stredno- až hrubozrnný granit, silne mylonitizovaný. Mylonitizácia sa prejavuje aj v smere priebehu žiarskeho zlomu, zvlášť v jeho južnej časti. I tento znak svedčí o silných tektonických pohyboch po okraji žiarskeho masívu. Južnejšie od tohto masívu znovu vystupujú dolomity stredného triasu a čiastočne kriedové organogénne, miestami piesčité vápence subtatranských príkrovov. Na stredotriasových dolomitoch ležia paleogénne sedimenty hlavne klastického charakteru, piesky, pieskovce a zlepenice, ďalej sú to pieskovcovo-ílovité súvrstvia v prevahe s ílovcami.

Podložie neogénnej výplne v južnej časti Turčianskej kotliny tvoria tmavosivé bridlice a vápence triasu. Nad nimi sú dolomitické piesky až dolomitické brekcie. Vápence sú dosť rozpukané a vyhojené kalcitom — predstavujú gutensteinský typ. Mezozoikum vystupuje na povrch na západnom okraji zlomu v nadmorskej výške 847 m a vo vrte GHŠ-1, východne od zlomu sa mezozoické podložie nachádza v hĺbke 1 380 m. Na báze výplne kotlin sú vyvinuté piesčité íly s váľunami dolomitov a vápencov.

Nad bazálnou časťou výplne sú uložené andezitové brekcie s polohami piesčitých a aglomeratických tufov. Veľkosť fragmentov v aglomerátoch je asi 1 cm, ojedinele sú aj väčšie. Sú vytvorené z pyroxenického andezitu. Svetlé fragmenty

pripomínajú pemzové úlomky. Tmeliaca hmota aglomerátov je vytvorená z droboúlomkovitého vulkanického materiálu sivej farby.

V nadloží andezitových aglomerátov je mocné súvrstvie klastických sedimentov. Rytmicke sa opakujú hrubozrnné, strednozrnné a jemnozrnné horniny. Komplex tvoria sive až svetlosivé ilovce miestami i tmavšej farby, valúny kremeňa a žuly. V určitých hĺbkových intervaloch sú bohato nahromadené odtlačky listov s dobre zachovanou štruktúrou. V ílovitých sedimentoch môžeme pozorovať aj určité tektonické javy, a to ohladené plochy, sklon vrstiev 20—45°.

Pri pohľade na geologickú mapu južnej Turčianskej kotliny môžeme sledovať výrazné tektonické línie po okrajoch jednotlivých masívov. Na západe je masív Malej Magury, v strede je masív Žiaru, na východe vystupujú južné výbežky masívu Veľkej Fatry. Výrazná je žiarska tektonická línia, ktorá podmienila vznik Turčianskej a Žiarskej kotliny s mohutnými usadeninami terciéru.

Po eruptívnej činnosti došlo k ďalším tektonickým pohybom, v dôsledku ktorých jednotlivé kry poklesli, alebo boli vyzdvihnuté. Tieto intenzívne pohyby sa odohrávali v období medzi sarmatom a spodným pliocénom. Ide o tzv. atickú fázu vrásnenia (H. STILLE 1953), ktorá sa v Západných Karpatoch prejavuje celkovým zdvíhaním, súčasne však miestami dochádza i k poklesávaniu a vytváraní depresii a priehlbín vnútri Západných Karpát (Turčianska, Hornonitrianska, Žiarska kotlina a i.). Na základe cyklického opakovania štrkovopiesčitých a pelitických sedimentov možno usudzovať, že pohyby opakovali 3 až 4-krát.

Do južnej časti Turčianskej kotliny bol znášaný materiál zo Žiarskeho pohoria. Ide o žulové piesčito-štrkové usadeniny a iba vo vyšších polohách, bližšie k povrchu, sa objavuje i vulkanický materiál zo severnej časti Kremnických vrchov.

Literatúra

- BUDAY, T. 1962: Neogén Turčianskej kotliny. — Sbor. Ústř. Úst. geol., 27, Praha.
- BUJALKA, P. 1976: Hydrogeologické pomery južnej časti Turčianskej kotliny. — Miner. slov. 8, 1, Spišská Nová Ves, 37—50.
- ČECH, F. 1982: Ložiská palív — vzťah k hlbínnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka. — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ČTYROKÝ, P. 1959: Fauna mořských mekkýřů spodného burdigalu v Považí. — Geol. Práce, Zoš. 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—140.
- ČINČURA, J. 1967: Príspevok k veku poriečnej rovne v Západných Karpatoch (na príklade južnej časti Turčianskej kotliny) — Geogr. Čas., 19, 4, Bratislava.
- ČINČURA, J. 1969: Morfogenéza južnej časti Turčianskej kotliny a severnej časti Kremnických vrchov. — Náuka o Zemi, 4, 10, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1974: Charakteristika produktov vulkanickej činnosti vo vrte GHŠ-1. In Gašparik, J. et al. 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). — Region. Geol. Západ. Karpát, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FRANKO, O. 1959: Návrh na dočasné ochranné pásmo pre kúpele Turčianske Teplice. Geofond, Bratislava.

- GAŠPARIK, J. 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. — Geol. Práce, Spr. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). — In Region. Geol. Západ. Karpát, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). — In Region. Geol. Západ. Karpát, 3, Práce, Spr. 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. — LEXA, J. — PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KÖHLER, E. 1967: Gross-foraminiferen und Stratigraphie des paläogenes des Rajec- und Turiec-Kessels. — Náuka o Zemi, Sér. geol., Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- KRIPPPEL, E. 1974: Rekonštrukcia rastlinnej pokrývky Turčianskej kotliny na základe peľových analýz. — Geogr. Čas., 26, 4, Bratislava.
- LEXA, J. a kol. 1982: Vysvetlivky k listom 36—132 (Horná Štubňa) a 36—134 (Kremnica). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LOŽEK, V. — TYRÁČEK, J. 1960: Stratigrafická pozice „vysoké terasy“ v Turčianskej kotlině. — Věst. Ústř. Úst. geol., 35, Praha.
- MAZÚR, E. 1963: Žilinská kotlina a príslušné pohoria. Geomorfológia a kvartér. — Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- MAZÚR, E. — LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne geomorfologické členenie (mapa 1 : 500 000), Bratislava.
- ONDREJČKOVÁ, A. 1972: Eggenburgian Mollusca of Southern Slovakia. — Západ. Karpaty 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M. 1977: Nález horského spodného miocénu pri Čremošnom. — Geol. Práce, Spr. 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SENEŠ, J. 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalských usadenín horného Ponitria. — Geol. Práce, Zoš. 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- TKÁČIK, P. 1964: Termálne pramene Turčianskych Teplíc. — Spríevodca po exkurzných trasách III. hydrogeologickej konferencie, Žilina.
- VAŠKOVÁ, M. 1959: Burdigalská fauna z okolia Kľačna. — Geol. Práce, Zoš. 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠKOVSKÝ, I. — LOŽEK, V. 1976: Guide to excursion in the Holocene of the West Carpathians. INQUA. Geol. Úst. D. Štúra, Tatranská Lomnica, Bratislava.

JÁN GAŠPARIK

Geological Development and Lithofacial Characteristics of the Turčianska kotlina Basin Neogene

Resumé

The work applies new data concerning geological structure that have been achieved in the course of regional geological research in the Turčianska kotlina basin area. Some new geological methods have been employed, which contributed to a modified view on the structure of the territory. The lithofacial characteristics of the formations, which take part in the geological structure of the territory studied, is carried out in detail. Of Neogene sediments, gravel-conglomerate Eggenburgian horizons — Rakša Formation are present. The basal formation is discordantly overlain by pyroxene-andesite agglomerates to dark gray andesite breccias with angular fragments of dark gray pyroxene andesites which are assigned into the Lower to Middle Badenian — Turčok Formation. The gravel-conglomerate sediments, partly with remains of volcanic tuffogenous material, belong to the Upper Badenian Budiš Formation. Next, there are dark gray clays with lignite and limestone layers, clayey beds with organic remains of Sarmatian to Pannonian age — Martin beds. The uppermost and youngest horizon are Dacian sandy gravels overlying the above-mentioned formations.

Translated by L. Böhmer

Vysvetlivky k fotografickej tabuľke

Tab. V

- 1 Celkový pohľad na štrkopieskovňu „Kolisky“ — kot. 540,1 m — pri obci Polerieka;
 - v spodnej časti hruboklastické sedimenty s úlomkami vápencov a dolomitov s určitým náznakom vrstevnatosti; valúnový materiál je málo triedený;
 - vo vrchnej časti viac aleuritové sedimenty,
 - pod čiernou vrstvičkou kriedovitý slabodolomitický vápenec — hornina je rozpadavá
- 2 Detail steny štrkopieskovne „Kolisky“
 - nad tmavou vrstvičkou tufitické piesčité íly

ONDREJ SAMUEL — ALFONZ BUJNOVSKÝ — PAULÍNA SNOPOKOVÁ

Litostratigrafické vyhodnotenie podložia terciéru z vrtov Závod 85 a 87 (Viedenská panva)

2 obr. v texte, 10 fotogr. tab. (VI — XV) anglické resumé

Abstract. In the presented work the authors submit a lithofacial and biostratigraphical characterization of the pre-Neogene substratum of the Vienna basin from the boreholes Závod-85 (Z-85) and 87 (Z-87). In the first of the mentioned boreholes the Triassic (Ladinian to Norian) was drilled in reverse sequence whereas in the second the Permian, Middle to Upper, also in reverse sequence.

Úvod

Na základe bilaterálnej spolupráce s MND Hodonín zabezpečuje Geologický ústav D. Štúra vyhodnotenie predneogénneho podložia z vrtov realizovaných v rámci programu predbežného prieskumu na ropu a zemný plyn. Výsledky z vrtov Závod-79 a Závod-84 boli publikované A. BUJNOVSKÝM — O. SAMUELOM (1989), pričom litofaciálnou a biostratigrafickou charakteristikou vrtov Závod-85 a Závod-87 sa zaoberáme v predkladanej publikácii.

Pre úplnosť poznamenávame, že vrt Závod-85 bol situovaný východne od obce Závod a 250 m jz. od vrtu Závod-72, kým vrt Závod-87 850 m jv. povyššie spomínanej obce a 800 m východne od vrtu Závod-78. Podľa karotážneho záznamu predneogénne podložie bolo zachytené vo vrte Závod-85 v hĺbke 4143 m a vo vrte Závod-87 v hĺbke 4100 m.

Litostratigrafická charakteristika vrtu Závod-85

Sivé celistvé dolomitické (? *wetersteinské*) vápence.

Z opisovaného vrtu z hĺbky 4219 m až 4223 m bol urobený návrt so ziskom trojmetrového jadra (jadro č. 1). Po lito- a mikrofaciálnej stránke predmetné jadro má toto zloženie:

— v intervale 4219,3 m sú to svetlé rekryštalizované vápence (biolity s fantomami vápnitých húb);

— v intervale 4220 m boli zistené sivohnedé celistvé vápence (biomikrit až biolitit s ostrakódami, bivalviami, článkami echinodermatov a fantomami vápnitých húb);

— v intervale 4222,3 m sú svetlo- až sivohnedé celistvé vápence (rekryštalizovaný mikrit s ojedinelými článkami echinodermatov a fantomami vápnitých húb);

— v intervale 4222,5 m sa vyskytuje svetlosivohnedý celistvý vápenc (rekryštalizovaný vápenc s vápnitými hubkami a *Tubiphytes obscurus* MASLOV).

Celkové chemické zloženie vápencov je nasledovné: CaCO_3 — 88,82; MgCO_3 — 8,93; Fe_2O_3 — 0,05; CO_2 — 43,72; H_2O — 0,10; nerozpustný zvyšok 0,34.

Biostratigrafický vek vyššie opísaných vápencov nebol stanovený v dôsledku nedostatku výskytu stratigraficky významnejších foriem. Podľa litofaciálnej korelácie opísané vápence majú najväčšiu afinitu s wetersteinskými vápencami, ktoré sa v Karpatoch i vo Východných Alpách zaraďujú do ladinu. Z mikrofaciálneho výskumu vyplynulo, že opísované vápence sa usadzovali v plytkovodnom prostredí s tvorbou rífových sedimentov.

Sivé vápnité *ramsauské dolomity* boli zistené v hĺbke 4280,0 až 4285,0 m (jadro č. 2a). Z mikrofaciálneho hľadiska sú charakterizované takto:

— interval 4280,1 m — sivý celistvý dolomit (dolopelmikrit s 1 exemplárom foraminifery, úlomkami bivalvií. Základná hmota čiastočne rekryštalizovaná, zriedkavo prítomné intraklasty);

— interval 4280,5 m — sivý brekciovitý dolomit (dolopelmikrit čiastočne rekryštalizovaný s ojedinelými intraklastami. Z organizmov sú prítomné prierezy schránok bivalvií, detrit článkov echinodermatov a ostrakódy);

— interval 4281,0 m — sivý brekciovitý dolomit (dolopelmikrit; základná hmota čiastočne rekryštalizovaná. Z organizmov sú prítomné ojedinelé foraminifery, pelety, povlaky dasycladaceí, detrit článkov echinodermatov a ostrakódy);

— interval 4291,3 m — sivý celistvý dolomit (dolopelmikrit čiastočne rekryštalizovaný, ojedinelé intraklasty, foraminifery a povlaky dasycladaceí);

— interval 4281,9 m — sivý celistvý dolomit, čiastočne rekryštalizovaný (dolopelmikrit s riasovými povlakmi);

— interval 4282,1 m — sivý dolomit (dolopelmikrit čiastočne rekryštalizovaný s ojedinelými foraminiferami, gastropódmi a bivalviami. Ojedinelé póry vyplňajú hnedé koloidy Fe);

— interval 4282,6 m — sivý brekciovitý dolomit s úlomkami až do 5 cm celistvých dolomitov (rekryštalizovaný dolopelmikrit s úlomkami článkov echinodermatov);

— interval 4282,8 m — sivý celistvý dolomit (rekryštalizovaný dolopelmikrit s fantomami foraminifer a rias);

— interval 4282,9 m — sivý celistvý dolomit (rekryštalizovaný dolopelmikrit s ojedinelými fantomami ostrakódov a foraminifer);

— interval 4283,7 m — svetlosivé celistvé dolomity (dolopelmikrit s ojedinelými foraminiferami a detritom článkov echinodermatov);

— interval 4284,0 m — sivý celistvý dolomit (dolopelmikrit rekryštalizovaný s *Erlandia tintiniformis* (Mišík) s ojedinelými ostrakódami);

— interval 4284,6 m — sivý brekciovitý dolomit (dolopelmikrit čiastočne rekryštalizovaný s mikrostylolitmi vyplnenými hnedými koloidmi Fe a limonitizovaný pyrit).

Z opísaného návrtu (4280,0 — 4285,0 m) bolo analyzovaných 9 výbrusov pre mikrobiostratigrafické účely. Poznamenávame, že výskyt foraminifer je vo všetkých výbrusoch nielen veľmi vzácny, ale aj silne rekryštalizovaný, čo veľmi sťažuje presné druhové určenie. Na základe relatívne lepšie zachovaných jedincov možno konštatovať, že asociácia foraminifer v skúmanom intervale je

makropopis	LITOLÓGIA	vz.	hĺbkav m	č.j.	vek	m i k r o p o p i s
sivé celistvé vápence Wetersteinského typu		•	4219-4223	1	STREDNÝ TRIAS	Biolity s vápnitými hubkami a Tubiphytis obscurus Maslov.
Ramsauské dolomity		•	4280-4285	2a		Dolopelmikrity s Pilamminella ex.gr gemerica (Salaj 1969) Pilamminella kuthani (Salaj 1967) Ammodiscus parapriscus Ho. Erlandinita cf ladinica (Salaj 1969)
Lunské vrstvy výplachové úlomky		•	4292-4330		K A R N	Paraconocavosporites lunzensis Klaus, Combaculatisporites mesozoicus Klaus, Aratrisporites cf. scabratus Klaus. cf. Saturnisporites palettae Klaus. cf. Styxisporites cooksonae Klaus
Oponické vápence ?		•	4336-4339	3		Mikrity s paralelnými mikrotylitmi
D O L O M I T Y HLAVNÝ DOLOMIT ?		•	4432-4436	4	K A R N - N Ó R	Dolomikrity, rekryštalizované dolomity s Bird-Seyes
		•	4522-4525	5		

• vzorky odobrané na výbrusy

Litostratigrafický profil predneogénneho podlažia vo vrte Závod-85
Zostavil A. BUJNOVSKÝ 1987

monotónna a na 90 % sa skladá zo zástupcov rodu *Pilamminella* (SALAJ 1978), reprezentovaným hlavne druhom *Pilamminella ex gr. gemerica* (SALAJ 1969). Iné taxóny z tohto rodu neboli pre zlý stav zachovania jednoznačne identifikované. Niektoré formy však javia určitú afinitu s druhom *Pilamminella kuthani* (SALAJ 1967). Z ďalších foriem bol identifikovaný druh *Ammodiscus parapriscus* HO, *Erlandia tintiniformis* (MIŠIK), *Erlandinita cf. ladinica* SALAJ 1978, *Endothyranella* sp. a ? *Permodiscus* sp.

Vekové rozpätie u druhu *Pilamminella gemerica* (SALAJ 1969) (J. SALAJ — K. BORZA — O. SAMUEL 1983) zo Západných Karpát uvádzajú v rozsahu ladin-karn, kým u ďalšieho determinovaného druhu *Ammodiscus parapriscus* HO, 1959 stratigrafické rozšírenie je veľmi široké. Z ázijskej bioprovencie sa uvádza zo spodného a stredného triasu, kým v Karpatoch bol preukázaný zo stredného a vrchného triasu. Dokázateľný druh *Erlandinita ladinica* (SALAJ 1978) bol nájdený v Západných Karpatoch v anise a nóre.

Na základe vekového rozšírenia druhov, ako aj dominujúceho postavenia „pilaminel“ možno konštatovať, že celkový ráz asociácie, ako aj vertikálne rozšírenie jednotlivých determinovaných druhov nám indikuje strednotriasový vek skúmaného návrtu jadra v rozsahu 4280,0—4285,0 m. Podrobnejšie vekové zaradenie nie je možné pre nedostatok paleontologických údajov.

Lunzské vrstvy boli preukázané jedine na základe výplachových úlomkov (interval 4292—4330 m), obr. 1, z ktorých bola odobraná vzorka na palynologický výskum. Hoci získané spóry a peľové zrná sú korodované, bolo možné identifikovať dostatočný počet druhov, aby poskytli náležitý obraz o veku skúmaných sedimentov.

V asociácii početnejšie trilétne spóry sú reprezentované druhmi *Baculatisporites comaumensis* (COOKSON) R. POT. a *Osmundacidites* sp. Ich rozšírenie sa uvádza od vrchného triasu až do kriedy. Ojedinele sa vyskytujú druhy *Concavisporites* cf. *tumidus* PLAYFORD s rozšírením ladin až rét a *Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) R. POT. s rozšírením vrchný trias — lias. Pre vrchný trias (karn — rét) sú charakteristické druhy *Apiculatisporites* cf. *spinifer* LESCHIK a *Ovalipollis* cf. *rarus* KLAUS. Z peľových zrníek širšie stratigrafické rozpätie majú druhy *Vitreisporites pallidus* (REISINGER) NILSON (vrchný ladin až rét). *Monosulcites minimus* COOKSON (perm až trias) a *Ovalipollis lunzensis* KLAUS (vrchný trias až jura).

Okrem foriem širšieho stratigrafického rozpätia sa ojedinele vyskytujú aj stratigraficky významné druhy, a to s výskytom v karne: *Paraconcavisporites lunzensis* KLAUS, *Combaculatisporites mesozoicus* KLAUS, *Aratrisporites* cf. *scabratus* KLAUS, cf. *Saturnisporites palettae* KLAUS a cf. *Styxisporites cooksonae* KLAUS. Uvedené druhy uvádza W. KLAUS (1964) z karnu Východných Álp a objavili sa aj v lunzských vrstvách v podloží neogénu Viedenskej panvy z vrtov Závod-74 (4330—4333 m), Lakšárska Nová Ves-3 (1115 až 1117 m, 1270—1281 m). K týmto druhom sa zriedkavo pridružujú aj formy z podskupiny *Circumpolles*, ktoré B. W. SCHEURING (1970) uvádza z „gipskeupru“ (v hrubých črtách zodpovedá karnu až noriku v alpskom vývoji) vo Švajčiarsku. Sú to: *Praecirculina scurilis* SCHEURING a *Praecirculina granifer* (LESCHIK) KLAUS. Zaujímavý je nález druhu *Circulina meyeriana* KLAUS, ktorý je charakteristický pre norik až rét. Podľa W. KLAUSA (1964) sa tento druh vzácne našiel i v halo-biových a karditových vrstvách Východných Álp.

Podobnú asociáciu palynoflóry, kde popri druhoch typických pre karn prístupujú už aj druhy z podskupiny *Circumpolles*, sme našli vo vrte Studienka-83 (hlbka 3313—3358 m, j.č. 5) a zaradili sme ju do karnu až noriku. Od vyššie opisovanej sa líši jedine tým, že v asociácii vrtu Studienka-83 nebol nájdený druh *Circulina meyeriana* KLAUS. Na základe uvedených aspektov nám skúmaná asociácia indikuje najskôr karnský vek.

Sivé celistvé vápence a dolomity (? *oponické vápence*) boli navrtané v hĺbke 4336,0 až 4339,0 m. Mikrofaciálne ich charakterizujeme takto:

— interval 4336,1 m — sivý celistvý kompaktný vápnitý dolomit (dolomikrit — dolomikrosparit s početnými kalcitickými žilkami). Zriedkavo je v základnej hmote prítomný limonitizovaný pyrit. Početné mikrostylolity v paralelnom usporiadaní;

- interval 4336,3 m — sivý celistvý kompaktný žilkovaný dolomit (dolomikrit s paralelnými mikrostylolitmi);
- interval 4336,7 m — sivý celistvý vápenec s paralelnými mikrostylolitmi (mikrit s laminárnymi textúrami a paralelnými mikrostylolitmi vysokej frekvencie 15 stylolitov na 3 mm);
- interval 4336,8 m — sivý celistvý kompaktný stylolitický vápenec. Stylolity orientované kolmo na os vrtu (mikrit s paralelnými mikrostylolitmi s hnedými koloidmi Fe. V základnej hmote dispergovaný pyrit. Z organizmov prítomné ostrakódy);
- interval 4337,2 m — sivý celistvý kompaktný laminovaný vápenec (fosiliferný mikrit s ostrakódami, ihlicami spongií. Z textúr prítomné paralelné mikrostylolity vyplnené hnedými koloidmi Fe);
- interval 4337,4 m — svetlosivý stylolitický vápenec (makrostylolity. Biomikrit s detritom článkov echinodermatov, kalcitické žilky, početný limonitizovaný pyrit).

Presnú biostratigrafickú pozíciu opísaných vápencov nebolo možné dokumentovať vzhľadom na nedostatok výskytu významnejších fosílií. Ich stratigrafickú pozíciu určujeme preto nepriamo, podľa obráteného sledu na — karnský vek.

Dolomity (? „*Hauptdolomit*“) boli navŕtané v hĺbke 4432—4436 m (jadro č. 4) a v hĺbke 4522—4525 m (jadro č. 5). Vcelku ide o sivý, väčšinou celistvý, miestami rekryštalizovaný dolomit (väčšinou dolomikrit, veľmi ojedinelé prierezy bivalvií, ostrakód a článkov echinodermatov). Pre nedostatok fosílií o ich veku uvažujeme jedine podľa pozície pod lunzskými vrstvami v prevrátenom slede (vrchný karn — spodný nór).

Litostratigrafická charakteristika vrtu Závod-87

Podobne ako vo vrte Závod-85 i v tomto vrte je vrstevný sled v prevrátenej stratigrafickej pozícii. V najvyšších častiach predterciérneho podložia boli navŕtané anhydrity, nižšie čierne ílovce, potom pestré ílovce a prachovce a sivé dolomity, ktoré autori dávajú do súvislosti so „sériou Hassel Gebirge“. V jej podloží, od hĺbky 4286 až do 5000 m sa vyskytuje komplex dolomitov rôzneho litofaciálneho typu. Nižšie, podobne ako aj u predchádzajúceho vrtu (Z-85), podávame základnú charakteristiku jednotlivých litofaciálnych celkov (obr. 2).

Anhydrity podľa petrografického opisu H. JURKOVIČOVEJ (1986) patria v oboch skúmaných intervaloch (4190—4190,3 m; 4193,4—4193,6 m) k vrstevným anhydritom, v ktorých tenké, milimetrové laminy tvoria zhľuky, šmuhy a nepravidelné polohy tlakom deformovaných, rozbitých, zväčša vlnovitých a nepospájaných zŕn dolomitov, pričom červená laminácia zodpovedá polohám s drobnými zrnkami hematitu. Ich vek bol dokumentovaný z rozhrania opisovanej a podložnej (čierne ílovce) litofácie. Vo vzorkách z hĺbky 4192—4192,2 m a 4194,0—4194,2 m bola preukázaná pomerne hojná palynoflóra. V asociáciách z uvedených hĺbok sa relatívne vo väčšom počte vyskytujú druhy rodu *Lueckisporites*, *Klausipollenites* a *Karpatisporites*. Z rodu *Lueckisporites* sa vyskytujú druhy *Lueckisporites virkkiae* R. POT. et KLAUS, *Lueckisporites cf. parvus* KLAUS a *Lueckisporites cf. hyalinus* KLAUS, ktoré charakterizujú vrchný perm chočského príkrovu oblasti Spišského Štiavniku (E. PLANDEROVÁ 1973) a Starých Hôr (E. PLANDEROVÁ 1974), ako aj Maďarska — pohorie Mecsek (A. BARABAS —

STUHL 1981) a južných Álp (W. KLAUS 1963). Rod *Klausipollenites* je zastúpený druhmi *Klausipollenites* cf. *schaubergeri* (R. POT. et KLAUS) JANSONIUS a *Klausipollenites* forma Y (JANSONIUS), ktoré sú taktiež hojne rozšírené vo vrchnom perme Európy aj mimoeurópskeho kontinentu, napr. záp. Kanady (J. J. JANSONIUS 1962). Vrchný perm charakterizujú ďalej druhy ako *Protohaploxypinus rugulatus* KENNETH — *Segroves*, *Platysaccus papilionis* R. POT. et KLAUS a *Limitisporites* cf. *leschiki* KLAUS. Zaujímavý je tu aj objav malých bisakátnych peľových zrníek, ktoré prvýkrát opísali E. PLANDEROVÁ (1973, 1974) zo Spišského Štiavniku a Starých Hôr (oblasť Harmanca). Tieto formy vymedzila do nového rodu *Karpatisporites*, v rámci ktorého odlíšila niekoľko druhov. Z okruhu týchto foriem boli nájdené druhy *Karpatisporites gracilis* PLAND., *Karpatisporites* cf. *sittleri* PLAND. a *Karpatisporites* sp. Rod *Karpatisporites* (aj s jeho druhmi), hlavne druh *Karpatisporites gracilis* PLAND. sme našli taktiež v tmavých ílovcoch s anhydritmi vo vrtoch Závod-75 (hlbka 4147—4152 m, jadro č. 2) a Závod-74 (hlbka 4126—4130 m, jadro č. 4). Stratigraficky sme ich začlenili do vrchného permu až najspodnejšieho triasu (P. SNOPOKOVÁ 1982). Nakoľko sme v asociácii skúmanej hlbkky vrtu Závod-87 nenašli výslovne spodnotriasové druhy, môžeme konštatovať, že nám indikuje vrchnopermský vek.

Čierne ílovce boli zistené v hĺbke 4222—4225 m (jadro č. 2). Obsahujú relatívne bohatú mikroflóru, väčšinou však pokrytú tmavým povlakom, ktorý je možné z povrchu odstrániť len zdĺhavou oxidáciou.

Ich vek bol dokumentovaný opäť iba palynologicky z rozhrania opisovanej a podložnej (čierne ílovce) litofácie. Z jadra č. 2 boli odobrané dve vzorky na palynologický výskum. V asociácii palynoflóry získanej z hlbkky 4222,0 až 4225,0 m boli identifikované taxóny väčšinou len na rod, v dôsledku vyššie spomínaných tmavých povlakov na palynomorfách.

Podobne ako v hĺbke 4192,0—4194,2 m (jadro č. 1) na rozdiel od jadra č. 1 je tu len ojedinelý výskyt peľových zrníek rodu *Karpatisporites*, a to v hĺbke 4225,0 m. Z rodu *Klausipollenites* hojnejšie sú druhy *Klausipollenites* cf. *staplinii* JANSONIUS a *Klausipollenites* cf. *schaubergeri* R. POT. et KLAUS, ktoré J. J. JANSONIUS (1962) uvádza z vrchného permu až spodného triasu západnej Kanady. V hĺbke 4224,7 m sa zriedkavo vyskytuje druh *Klausipollenites vestitus* JANSONIUS, taktiež rozšírený vo vrchnom perme až spodnom triase. Striatne peľové zrnká sú zastúpené druhmi ako *Taeniaesporites noviaulensis* LESCHIK, *Taeniaesporites labdacus* KLAUS uvádzané W. KLAUSOM (1963) z vrchného permu južných Álp. Druh *Taeniaesporites* sp. našla E. PLANDEROVÁ (1973) vo vzorkách z lokality Benkovský potok, ktoré radí do vrchného permu. Ďalej sú to *Striatites* cf. *jacobii* JANSONIUS a *Striatites limpidus* (BALME — HENNELY) JANS. so stratigrafickým rozšírením vrchný perm až spodný trias. Ojedinele sa vyskytol druh *Falcisporites* cf. *zapfei* (POT. et KLAUS) LESCHIK, ktorý je hojne rozšírený vo vrchnom perme južných Álp (W. KLAUS 1963) a Západných Karpát Slovenska (E. PLANDEROVÁ 1973, 1974, 1980). Rod *Lueckisporites* je zastúpený, podobne ako vo vzorkách jadra č. 1, druhom *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS.

Z palynologickej charakteristiky vzoriek a zo stratigrafického rozšírenia určených druhov získaných z jadra č. 2 vyplýva, že asociácia palynoflóry je

v podstate rovnaká ako v jadre č. 1. Líši sa ojedinelým výskytom druhov rodu *Karpatisporites*, chýbaním druhov rodu *Protohaploxyrinus* a hojnejším výskytom druhov rodu *Klausipollenites* so stratigrafickým rozpätím vrchný perm až spodný trias (*K. staplinii* JANSONIUS, *K. vestitus* JANS.). Môžeme teda, podobne ako v jadre č. 1 predpokladať, že čierne ílovce sedimentovali taktiež vo vrchnom perme. Sporadický výskyt druhov rodu *Karpatisporites* a hojnejší výskyt druhov rodu *Klausipollenites* poukazuje na sedimentáciu v najvrchnejšom perme. Druhy, vyskytujúce sa v spodnom triase sme ani v tomto časovom intervale nenašli.

Pestré ílovce a siltovce boli zachytené v jadre č. 3 z hĺbky 4286,0—4286,3 m. Makroskopicky sú reprezentované sivozelenými vápnitými ílovcami, laminovanými fialovými až zelenými prachovcami, pričom laminy tvoria kremenné zrná s obsahom Fe oxidov. Z jednotlivých minerálov boli zistené: kremeň, karbonáty, pyrit, zirkón, limonit montmorillonit, markazit, illit a kaolinit.

Z opisovaných pestrých ílovcov a prachovcov sme nezískali žiadne fosílie, takže o ich vrchnopermskom veku uvažujeme len na základe palynoflóry, získanej z bezprostrednej hĺbky 4225,0 m (jadro č. 2), ako aj podľa litofaciálnej analógie permských sedimentov vyvinutých v príľahlej alpskej oblasti.

Pod týmto opísaným permským sedimentárnym komplexom hornín boli navŕtané dolomity od 4286,0 m až do konečnej hĺbky 5000 m, u ktorých možno vyčleniť niekoľko faciálnych variet s vekovým rozpätím stredný až vrchný trias.

Sivé dolomity sa nachádzajú od 4287,5 m do hĺbky 4286,0 m (jadro č. 3). Z hľadiska litofaciálneho sú to sivé rekryštalizované dolopelmikrity s ojedinelým detritickým kremeňom. Chemické zloženie opisovaných dolomitov je takéto (hĺbka 4288,7 m): CaCO_3 — 54,39; CaO — 30,45; MgCO_3 — 40,42; MgO — 19,32; FeCO_3 — 0,53; CO_2 — 45,02; H_2O — 0,14; nerozpustný zvyšok — 2,06. Mikroskopicky boli analyzované tieto intervaly:

- interval 4288,1 m — sivý slabo vápnitý dolomit — dolointramikrit s machovkami a ojedinelým dispergovaným pyritom;

- interval 4288,5 m — slabovápnný dolomit, dolomikrit s peletovou a foraminiferovou mikrofaciou: *Glomospirella* ex gr. *shengi* Ho, *Glomospirella* aff. *minima* MICHALÍK, JENDREJÁKOVÁ et BORZA, *Ammodiscus parapriscus* Ho;

- interval 4288,7 m — slabovápnný dolomit, fosiliferný dolopelmikrit čiastočne rekryštalizovaný s peletovou mikrofaciou. Ojedinele prítomný pyrit, z foraminifer bol identifikovaný jediný druh *Glomospirella* aff. *minima* MICHALÍK, JENDREJÁKOVÁ et BORZA;

- interval 4289,0 m — sivý brekciovitý vápnitý dolomit, fosiliferný dolopelmikrit s foraminiferovou mikrofaciou *Glomospirella shengi* Ho, *Glomospirella* sp., peletmi a ostrakódami.

Zrnité dolomity boli navŕtané v hĺbke 4399—4004 m (jadro č. 4). Chemické zloženie dolomitov je takéto: CaCO_3 — 55,53; CaO — 31,11; MgCO_3 — 43,07; MgO — 20,59; FeCO_3 — 0,29; CO_2 — 46,90; H_2O — 0,16; nerozpustná zložka — 0,35. Jednotlivé intervaly z analyzovaného jadra možno charakterizovať takto:

- interval 4399,2 m — sivý zrnitý dolomit, rekryštalizovaný, ojedinele prítomný pyrit;

- interval 4399,3 m — sivý zrnitý stylolitický dolomit rekryštalizovaný. Medzi zrnami ojedinele prítomný limonit a pyrit.

- interval 4399,6 m — sivý zrnitý stylolitický dolomit, rekryštalizovaný dolomikrosparit;

- interval 4400,0 m — sivý jemnozrnný dolomit, rekryštalizovaný dolomikrosparit;

- interval 4404,0 m — sivý zrnitý dolomit, rekryštalizovaný dolomikrosparit;

- interval 4403,3 m — rekryštalizovaný zrnitý dolomit;

- interval 4403,7 m — sivý jemnozrnný rekryštalizovaný dolomit;

- interval 4404,0 m — sivý jemnozrnný rekryštalizovaný dolomit.

Vápnité dolomity boli preukázané v hĺbke 4530,0—4533,0 m (jadro č. 5c) a 4643,0—4647,0 m (jadro č. 6). Chemické zloženie opisovaných dolomitov je takéto (hĺbka 4531,0 m): CaCO_3 — 61,99; CaO — 34,73; MgCO_3 — 35,15; MgO — 16,80; FeCO_3 — 0,33; CO_2 — 45,61; H_2O — 0,08; nerozpustný zvyšok — 0,57. Vzorky z jednotlivých intervalov majú takéto mikrofaciálne zloženie:

— interval 4530,0 m — hnedosivý vápnitý dolomit, rekryštalizovaný dolopelmikrit s foraminiferovou mikrofáciou *Glomospirella facilis* HO, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, prierez zástupcom rodu *Textularia*;

— interval 4530,8 m — hnedosivý vápnitý dolomit, dolomikrit až dolopelmikrit čiastočne rekryštalizovaný s foraminiferovou mikrofáciou *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, atypický rez rodu *Glomospirella*;

— interval 4531,0 m — hnedosivý vápnitý dolomit, slabo premytý dolomikrit, pelmikrit; z textúr sú prítomné mikrotyloly s hnedými koloidmi Fe;

— interval 4532,5 m — sivohnedý celistvý vápnitý dolomit, dolopelmikrit s ojedinelou ostrakodovou mikrofáciou;

— interval 4532,7 m — sivohnedý vápnitý dolomit, dolopelmikrit s foraminiferovou mikrofáciou pravdepodobne (prierezy rodu *Textularia*), *Valvulina azzouri* SALAJ a ? *Trochammina* sp.

Veľmi podobné zloženie má i jadro č. 6 získané z hĺbky 4643—4647 m. Jeho chemické zloženie je takéto (hĺbka 4646,8 m): CaCO_3 — 58,69; CaO — 32,88; MgCO_3 — 38,22; Mg — 18,27; Fe_2CO_3 — 0,12; CO_2 — 45,76; H_2O — 0,10; nerozpustný zvyšok — 0,56.

Mikroskopicky charakterizujeme jednotlivé intervaly takto:

— interval 4643,1 m — hnedosivý slabovápnný dolomit, dolomikrosparit rovnomerne zrnitý s úlomkami článkov echinodermatov;

— interval 4643,7 m — sivý, slabovápnný dolomit-dolomikrit slabo premytý, pelmikrit čiastočne rekryštalizovaný;

— interval 4644,0 m — sivý slabovápnný dolomit, slabo premytý dolopelmikrit so stopami riasových povlakov, v základnej hmote dispergovaný pyrit;

— interval 4645 m — sivý tylolitický dolomit, slabo premytý dolopelmikrit s riasovými povlakmi, zriedkavo prítomné aj úlomky článkov echinodermatov, z textúr mikrotyloly vyplnené hnedými koloidmi Fe. Foraminifery: *Trochammina* cf. *jaunensis* BROENNIMANN;

— interval 4646,3 m — hnedosivý vápnitý dolomit, rekryštalizovaný dolopelmikrit slabo premytý s neidentifikovateľnou foraminiferou (sp. inf.);

— interval 4646,8 m — sivý slabovápnný dolomit, dolopelmikrit s foraminiferovou mikrofáciou, koprolitmi a článkami echinodermatov.

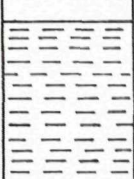
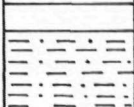
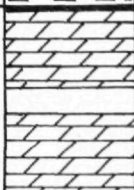
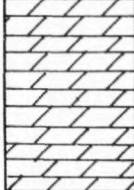
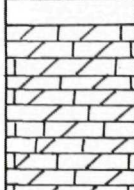
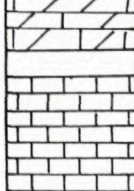
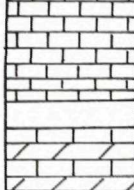
Dolomitizované vápence boli prevrátané v hĺbke 4921—4925 m (jadro č. 8). Podľa klasifikácie H. F. NELSON — C. W. BROWN — J. H. BRINEMANA (1962) ide o svetlosivé čiastočne dolomitizované vápence, neúplne rekryštalizované. Majú takéto chemické zloženie (hĺbka 4921 m): CaCO_3 — 72,35; CaO — 40,54; MgCO_3 — 27,97; FeCO_3 — 0,06; CO_2 — 46,42; H_2O — 0,07; nerozpustné zvyšky — 0,30. Vek vápencov nevieme pre nedostatok fosílií presne stanoviť. Preto na základe analógie s vápencami jadrových pohorí sme ich zaradili do stredného až vrchného triasu. Mikroskopicky sa javia takto:

— interval 4921,4 m — sivé vápnité dolomitické vápence, rekryštalizované, rovnomerne zrnité so subhedrálnym omedzením zŕn. Sporadická prítomnosť ostrovčekov mikritu potvrdzuje primárnosť mikritov;

— interval 4922 m — svetlosivý rekryštalizovaný rovnomerne zrnitý vápenec;

— interval 4924,5 m — svetlosivý dolomitizovaný vápenec, rekryštalizovaný, rovnomerne zrnitý so subhedrálnym, zriedkavejšie euhedrálnym omedzením zŕn;

— interval 4925 m — svetlosivý dolomitizovaný vápenec, čiastočne rekryštalizovaný, rovnomerne zrnitý, subhedrálny.

makropopis	Litológia	vz.	hl'bka v m.	č.j.	vek	m i k r o p o p i s
VRSTEVNATÝ ANHYDRIT		•	4190 - 4195	1	P E R M	laminovaný anhydrit
ČIERNY ÍLOVEC		•	4222 - 4225	2	V R C H N Ý	pelity /kremeň, dolomit, illit/ Karpatisporites gracilis, Karpatisporites cf. sittleri, Karpatisporites oblonga, Klausipollenites cf. schau- bergeri, Klausipollenites staplinii, Lueckisporites virkkiae, Lueckisporites parvus, Taeniaesporites labdacus
PESTRÉ ÍLOVCE A SILTOVCE A SIVÉ DOLOMITY		••	4286 - 4289	3		fosiliferný dolopelmikrit Glomospirella ex.gr. shengi Ho, Glomospirella aff. minima, Ammodiscus parapriscus Ho, Glomospirella shengi Ho
ZRNITÉ DOLOMITY		•••	4399 - 4404	4	A S	
VÁPNITÉ DOLOMITY		•••	4530 - 4533	5 c	h n ý	dolomikrit, dolopelmikrit Glomospirella facilis Ho, Trochammina almtalensis Koehn-Zaninetti, Textularia div. sp., Valvulina azzouzi Salaj, ? Tetrataxis sp., ? Trochammina sp., Trochammina alpina Kristan-Tollmann, Glomospirella sp.
VÁPNITÉ DOLOMITY		•••	4643 - 4647	6	v r c h n ý	dolomikrit, dolomikrosporit Trochammina cf. jaunensis Broennimann, Glomospirella ex.gr. shengi Ho, Trochammina sp.
SIVÉ CELISTVÉ VÁPENCE		•••	4794 - 4798	7	h n ý	biomikrit, mikrit Glomospirella /cf. G. shengi Ho/
ČIASTOČNE DOLOMIT. VÁPENCE		•••	4921 - 4925	8	v r c h n ý	rekryštalizovaný vápenc
SIVÉ ZRNITÉ A BREKCIOVITÉ DOLOMITY		•••	4998 - 5000	9	s t r e d n ý - v r c h n ý	rekryštalizovaný dolomit

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Zrnité a brekciové dolomity vystupujú v hĺbke 4998—5000 m (jadro č. 9). Sú to sivé brekciovité dolomity, rekryštalizované, rovnomerne zrnité s kryštalinitou 0,25 mm. Ide o tektonické brekcie s početnými mikrostylolitmi vyplnenými hnedými koloidmi Fe. Zrná sú väčšinou omedzené subhedrálne. Mikrofauna vo výbrusoch nebola zistená, preto ich nevieme bližšie stratigraficky zaradiť, iba ako stredný — vrchný trias. Chemické zloženie dolomitov (hĺbka 4999 m) je takéto: CaCO_3 — 49,05; CaO — 27,48; MgCO — 46,88; MgO — 22,41; Fe_2CO_3 — 0,05; CO_2 — 46,04; H_2O — 0,14; nerozpustný zvyšok — 0,47.

Z opísaného karbonátového intervalu 4286—5000 m vrtu Z-87 sme skúmali výbrusy z jadra č. 3 (4286,0—4289,0 m), č. 5c (4530,0—4533,0 m), č. 6 (4643,0 až 4647,0 m) a č. 7 (4794,0—4798,0 m). Celý tento horninový komplex je veľmi chudobný na obsah mikrofosílií. Táto skutočnosť nám preto neumožňuje hrubý dolomitizovaný komplex podrobnejšie stratigraficky rozčleniť. Na základe stratigrafického rozpätia identifikovaných druhov, ako aj celkového zloženia možno konštatovať, že jadrá č. 3, 5 a 6 patria do vrchného triasu. Najmenej preukázateľné z hľadiska uvedeného začlenenia je jadro č. 7 z hĺbky 4794,0 až 4647,0 m.

Vcelku možno konštatovať, že asociácie z jadra č. 3 (4286,0—4289,0 m) sú reprezentované prakticky iba zástupcami rodu *Glomospirella*, z ktorých najbežnejšie sa vyskytuje druh *Glomospirella schengi* Ho, kým formy, ktoré majú najväčšiu afinitu s druhom *Glomospirella minima* MICHALÍK — JENDREJÁKOVÁ et BORZA sa vyskytujú iba veľmi vzácné. Okrem uvedených druhov v jednom prípade bol dokázateľný i *Amodiscus parapriscus* Ho.

Asociácia z ďalších troch jadier (j. č. 5c — 4530,0—4533,0 m; j. č. 6 — 4643 až 4647 m a j. č. 7 — 4794,0—4798,0 m) nevykazujú v podstate žiadnu výraznejšiu variabilitu. Sú reprezentované hlavne zástupcami rodov *Trochammina* (*T. almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *T. alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *T. cf. jaunensis* BROENNIMANN, *Valvulina*, (*V. azzouzi* SALAJ), *Textularia* (sp. ind.), ? *Tetrataxis* a väčšinou atypickými rezmí zástupcov rodu *Glomospirella*. Vzájomné posúdenie stratigrafickej pozície čiastočne dvoch odlišných asociácií nie je možné, nakoľko podľa doterajších literárnych údajov vekové rozpätie u všetkých identifikovaných druhov je v rozsahu vrchného triasu (resp. u niektorých foriem i nižšie). Jedine druh *Glomospirella* aff. *minima* bol opísaný z fatranského súvrstvia odpovedajúceho rétu. Vekové rozpätie tohto druhu nebolo doteraz podrobnejšie skúmané, takže ho nemôžeme považovať za typický rétsky taxón.

Špecifické glomospirovo-glomospirellovú asociáciu z rétu opisuje J. SALAJ — K. BORZA — O. SAMUEL (1983), avšak v uvedenej populácii boli preukázané aj druhy charakteristické len pre réť. Nakoľko sa v skúmanej asociácii z jadra č. 3 takéto formy neobjavujú, nemožno ju zatiaľ považovať za rétsku. Indikuje nám — ako je to už vyššie uvedené — evidentne vrchnotriasový vek.

Záver

Vo vrte Závod-85 v hĺbke 4219 až 4223 m sa zistili sivé celistvé vápence wetersteinského typu. Sú to biolity s fantomami vápnitých húb a *Tubiphytes obscu-*

rus MASLOV, ktoré poukazujú na rífový vývoj. Časovo by tieto vápence podľa pozície zodpovedali ladinu.

V hĺbke 4280—4285 m boli zistené vápnité ramsauské dolomity, čiastočne brekciovité s *Pilamminella* ex gr. *gemeric*a (SALAJ 1969), *Pilamminella kuthani* (SALAJ 1967). Na základe dominujúceho postavenia „pilaminel“ uvažujeme o strednotriasovom veku ramsauských dolomitov. Z výplachových úlomkov v hĺbke 4292,0—4330,0 m bolo zistené bohaté spoločenstvo spór s charakteristickými druhmi *Apiculatisporites* cf. *spiniger* LESCHIK, *Ovalipollis* cf. *rarus* KLAUS, *Paraconavisporites lunzensis* KLAUS, *Combaculatisporites mesozoicus* KLAUS, ktoré poukazujú na vrchný trias a vyskytli sa aj v lunzských vrstvách vo vrte Závod-74. Pod lunzskými vrstvami v prevrátenej pozícii boli navŕtané v hĺbke 4336—4339 m sivé celistvé vápence, ktoré by najskôr zodpovedali oponickým vápencom (bez paleontologických dôkazov).

Pod oponickými vápencami boli v hĺbke 4432 m až 4436 m (jadrá č. 4 a v hĺbke 4522—4525 m jadro č. 5) navŕtané dolomity bez akejkolvek fauny. Podľa superpozície môžeme uvažovať, že ide o hlavný dolomit.

Predneogénne podložie začína vo vrte Závod-87 podľa pomerov v jadre č. 1 a podľa karotážneho diagramu v hĺbke 4140 m.

Pod bázou neogénu boli v jadre č. 1 v hĺbke 4190—4195 m navŕtané vrstevnate anhydrity s prevrásnenou lamináciou a úlomkami dolomitov.

Pod anhydritmi v jadre č. 1 a jadre č. 2 boli zistené čierne ílovce s bohatým spoločenstvom sporomorf vrchnopermského veku. Tento vek ílovcov predpokladáme na základe druhov rodu *Karpatisporites*, *Klausipollenites*, *Taeniaesporites* a *Lueckisporites*. Na základe korelácie s vrchnopermskými asociáciami u nás zhoduje sa palynoflóra z vrtu Závod-87 s mikroflórou vrtu Závod-75 a 74 (hĺbka 4147—4152,2 m, 4126,0—4130,0 m). Na povrchu im zodpovedá palynoflóra z oblasti Spišského Štiavniku a Harmanca.

Vek sivých celistvých vápencov (jadro č. 7) nevieme určiť. Podľa jediného zle zachovaného prierezu *Glomospirella* (cf. *G. shengi* HO) by vápence prislúchali do vrchného triasu. Vápnité huby a *Tubiphytes obscurus* skôr naznačujú ladinský vek, preto sme vápence zaradili do stredného až vrchného triasu.

Dolomitizované vápence (jadro č. 8) a sivé dolomity (jadro č. 9) boli bez akejkolvek fauny, preto ich nevieme presne stratigraficky zaradiť.

Literatúra

- BARABAS — STUHL, A. 1981: Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mountains (South Hungary). — Acta geol. Acad. Sci. hung., 24, 1, Budapest, 49—97.
- JANSONIUS, J. J. 1962: Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace river area, Western Canada. — Paleontographica, B, 110, 1—4, Stuttgart, 35—98.
- JURKOVIČOVÁ, H. — BUJNOVSKÝ, A. a kol. 1986: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-87. — Archiv Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLAUS, W. 1963: Sporen der karnischen Stufe der ostalpine Trias. — Jb. Geol. Bundesanst., Sonderb., 5, Wien, 107—183.
- KLAUS, W. 1963: Sporen aus dem Südalpinen Perm. — Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 106.

- KLAUS, W. 1964: Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrung. — *Erdoel — Zeitschr.*, 4, Wien, 5—15.
- KYSELA, J. — BUJNOVSKÝ, A. — SAMUEL, O. — SNOPOKOVÁ, P. — GAŠPARIKOVÁ, V. — KANTOR, J. — ŽÁKOVÁ, E. — PAPŠOVÁ, J. 1984: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Studienka 83. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MICHALÍK, J. — JENDREJÁKOVÁ, O. — BORZA, K. 1979: Some new Foraminifera — species of the Fatra Formation (Uppermost Triassic) in the West Carpathians. — *Geol. Zbor. carpath.*, 29, 1, Bratislava, 45—60.
- NELSON, H. F. — BROWN, C. W. et BRINEMAN, J. H. 1962: Skeletal limestone classification. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 1, Tulsa, 224—252.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part of the Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. — *Geol. Práce, Spr.* 60, Bratislava, 143—168.
- PLANDEROVÁ, E. 1974: Poznámky o veku starohorského paleozoika na základe palynologického výskumu. — *Miner. slov.*, 6, 1, Bratislava, 63—72.
- PLANDEROVÁ, E. 1980: Morfológia a systematika mladopaleozoických palynomorf. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. 1969: *Meandrosplanella* nov. gen., a new Middle-Triassic foraminifer from the West Carpathians, Czechoslovakia. — *J. Paleont.*, 43, 5, Tulsa, 1294—1295.
- SALAJ, J. — BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. 1967: Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. — *Geol. Práce, Spr.* 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—136.
- SALAJ, J. — POLÁK, M. 1978: *Meandrosplanella deformata* Salaj ako indikátor zmeny ekologických a paleogeografických podmienok. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 213—216.
- SALAJ, J. — BORZA, K. — SAMUEL, O. 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. — *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 9—215.
- SCHURING, B. W. 1970: Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Bollenstunnel. Schweiz. Paläont. Abh., 88, Basel, 1—119.
- SNOPOKOVÁ, P. 1982a: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Závod-74. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPOKOVÁ, P. 1982b: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Závod-75. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

O. SAMUEL — A. BUJNOVSKÝ — P. SNOPOKOVÁ

Lithostratigraphic Evaluation of Tertiary Basement in Drillholes Závod-85 and -87 (Vienna Basin)

Summary

In the submitted paper the authors give results of lithofacial and biostratigraphic researches of the drillholes Závod-85 and -87. Both drillholes penetrated into the basement of the Vienna Basin and complement the earlier drillholes Závod-74 and -84 (compare A. BUJNOVSKÝ — O. SAMUEL 1989).

In the drillhole Závod-85, gray massive Wetterstein-type limestones have been found at a depth of 4219 to 4223 m. They are bioliths with calcareous sponge ghosts and Tubiphytes obscurus Maslov suggesting reef development. On the basis of their position, the limestones may correspond to the Ladinian.

Gray calcareous Ramsau Dolomites, partly brecciated with *Pilamminella* ex gr. *gomerica* (SALAJ 1969) and *Pilamminella kuthani* (SALAJ 1967) have been discovered at a depth of 4280—4285 m. The dominant presence of „*Pilamminella*“ may indicate Middle Triassic age of these dolomites. A rich spore assemblage with the characteristic species *Apiculatisporites* cf. *spiniger* LESCHIK, *Ovalipollis* cf. *rarus* KLAUS, *Paraconavisporites lunsensis* KLAUS, *Combaculatisporites mesozoicus* KLAUS has been found in fragments contained in the drilling fluid from a depth of 4292.0—4330.0 m. The spores

suggest Upper Triassic age and occurred also in the Lunz Beds in the drillhole Závod-74. Below the Lunz Beds, gray massive limestones in a reverse position have been discovered at a depth of 4336 to 4339 m. They are likely to correspond to the Opponitz Limestones (without paleontological evidence).

The Opponitz Limestones are underlain by dolomite without any fauna which has been found at depths of 4432 to 4436 m (drill core No 4) and 4522—4525 m (core No 5). According to its superposition we may regard it as the Hauptdolomite.

The pre-Neogene basement in the drillhole Závod-87 begins at a depth of 4140 m, which is documented by the drill core No 1 and well-logging diagram.

The Neogene is underlain by bedded anhydrites with folded lamination and dolomite fragments which have been discovered at a depth of 4190—4195 m (core No 1).

The anhydrites are underlain by black claystones with a rich Upper Permian sporomorph assemblage (cores No 1 and 2). The age of the claystones is indicated by species of genera *Karpatisporites*, *Klausipollenites*, *Taniaesporites* and *Lucchisporites*. On the basis of a correlation with Czechoslovak Upper Permian assemblages, the palynoflora from the drillhole Závod-87 is identical with the microflora from the drillholes Závod-75 and 74 (depths 4147—4152.2 m and 4126.0—4130.0 m). It corresponds also to palynoflora exposed on the surface in the vicinity of Spišský Štiavnik and Harmanec villages.

The gray massive limestones (core No 7) are of uncertain age. The only poorly preserved section of *Glomospirella* (cf. *G. shengi* Ho) might indicate their Upper Triassic age. Nevertheless, calcareous sponges and Tubiphytes obscurus suggest more Ladinian age and therefore we assign these limestones to the Middle to Upper Triassic.

The dolomitized limestones (core No 8) and gray dolomites (core No 9) contained no fauna and therefore any exact stratigraphic assignment is impossible.

Translated by E. Böhmer

Vysvetlivky k tabuľkám VI—XV
(Všetky mikrofotografie palynomorf sú zväčšené 1000 ×)

Tab. VI

- 1 *Calamospora nathorstii* (HALLE) KLAUS, vrt Závod-85, hĺbka 4292,0—4330,0 m
- 2 *Paraconocavosporites lunzensis* KLAUS
- 3 *Combaculatisporites mesozoicus* KLAUS
- 4 *Concacisporites* cf. *tumidus* PLAYFORD
- 5 cf. *Styxisporites cooksonae* KLAUS (korózia)
- 6 *Baculatisporites commaumensis* (COOKSON) R. POT.

Tab. VII

- 1 *Osmundacidites* sp.
- 2 *Baculatisporites* sp.
- 3 *Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) R. ROT.
- 4 *Apiculatisporites* cf. *spiniger* LESCHIK
- 5 *Praecirculina* cf. *granifer* (LESCHIK) KLAUS
- 6 *Praecirculina* cf. *granifer* (LESCHIK) KLAUS
- 7 *Conosmundasporites* cf. *othmari* KLAUS
- 8 *Enzonelasporites tenuis* (LESCHIK) KLAUS

Tab. VIII

- 1 *Saturnisporites* cf. *palettae* KLAUS (korózia)
- 2—3 *Aratrisporites* cf. *coryliseminis* KLAUS (korózia)

Tab. IX

- 1 *Karpatisporites gracilis* PLANDEROVÁ, hĺbka 4192,0—4192,2 m
- 2 *Karpatisporites* cf. *gracilis* PLANDEROVÁ, hĺbka 4225,0 m

- 3 *Karpatisporites* cf. *oblonga* PLANDEROVÁ, hlbka 4192,0—4192,2 m
- 4 *Karpatisporites* sp., hlbka 4225,0 m
- 5—6 *Karpatisporites* sp., hlbka 4192,0—4192,2 m
- 7 cf. *Karpatisporites* sp., hlbka 4192,0—4192,2 m
- 8 *Karpatisporites gracilis* PLANDEROVÁ, hlbka 4194,0—4194,2 m
- 9 *Klausipollenites* forma A (JANSONIUS), hlbka 4224,7 m
- 10 neurčená forma, hlbka 4192,0—4192,2 m
- 11 *Karpatisporites sittleri* PLANDEROVÁ, hlbka 4194,0—4194,2 m
- 12 *Klausipollenites* forma A (JANSONIUS), hlbka 4192,0—4192,2 m
- 13 neurčená forma, hlbka 4192,0—4192,2 m
- 14 *Karpatisporites* sp., hlbka 4192,0—4192,2 m
- 15 neurčená forma, hlbka 4192,0—4192,2 m

Tab. X

- 1 *Klausipollenites staplinii* JANSONIUS, hlbka 4224,7 m
- 2 *Klausipollenites staplinii* JANSONIUS, hlbka 4224,7 m
- 3 *Klausipollenites staplinii* JANSONIUS, hlbka 4224,7 m
- 4 *Klausipollenites* cf. *staplinii* JANSONIUS, hlbka 4194,0—4194,2 m
- 5 *Klausipollenites schaubergeri* (R. POT. et KLAUS) JANSONIUS, hlbka 4224,7 m
- 6 *Klausipollenites* cf. *schaubergeri* (R. POT. et KLAUS) JANSONIUS, hlbka 4225,0 m
- 7 cf. *Klausipollenites* forma Y (JANSONIUS), hlbka 4225,0 m
- 8 *Klausipollenites* forma Y (JANSONIUS), hlbka 4194,0—4194,2 m
- 9 *Klausipollenites* forma Y (JANSONIUS), hlbka 4225,0 m
- 10 *Klausipollenites* sp., hlbka 4192,0—4192,2 m
- 11 *Klausipollenites* cf. *schaubergeri* (R. POT. et KLAUS) JANSONIUS, hlbka 4194,0—4194,2 m

Tab. XI

- 1 *Klausipollenites* sp., hlbka 4222,0—4223,0 m
- 2 *Klausipollenites* forma A (JANSONIUS), hlbka 4225,0 m
- 3 *Protohaploxylinus rugulatus* KENNETH — SEGROVES, hlbka 4194,0—4194,2 m
- 4—5 *Protohaploxylinus rugulatus* KENNETH — SEGROVES, hlbka 4192,0—4192,2 m
- 6 *Protohaploxylinus* cf. *rugulatus* KENNETH — SEGROVES, hlbka 4192,0—4192,2 m
- 7—8 *Klausipollenites staplinii* JANSONIUS hlbka 4225,0 m

Tab. XII

- 1 *Klausipollenites schaubergeri* (POT. et KLAUS) JANSONIUS, hlbka 4224,7 m
- 2 *Klausipollenites schaubergeri* (POT. et KLAUS) JANSONIUS, hlbka 4223,0 m
- 3—4 *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS, hlbka 4194,0—4194,2 m
- 5 *Lueckisporites* sp., hlbka 4194,0—4194,2 m
- 6 *Lueckisporites parvus* KLAUS, hlbka 4194,0—4194,2 m
- 7 cf. *Lueckisporites*, hlbka 4194,0—4194,2 m
- 8 *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS, hlbka 4192,0—4192,2 m

Tab. XIII

- 1 *Lueckisporites* cf. *parvus* KLAUS, hlbka 4225,0 m
- 2 *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS, hlbka 4192,0—4192,2 m
- 3 *Lueckisporites* sp., hlbka 4192,0—4192,2 m
- 4 *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS, hlbka 4192,0—4192,2 m
- 5 *Lueckisporites* cf. *virkkiae* POT. et KLAUS, hlbka 4225,0 m
- 6 *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS, hlbka 4224,7 m

Tab. XIV

- 1 *Taeniaesporites labdacus* KLAUS, hlbka 4225,0 m
- 2 *Taeniaesporites* sp., hlbka 4192,0—4192,2 m
- 3 *Taeniaesporites* sp., hlbka 4192,0—4192,2 m

- 4 *Taeniaesporites noviaulensis* LESCHIK, hlbka 4225,0 m
- 5 cf. *Taeniaesporites*, hlbka 4192,0—4192,2 m
- 6 *Vittatina* sp., hlbka 4194,0—4194,2 m

Tab. XV

- 1 *Striatites* cf. *jacobii* JANSONIUS, hlbka 4224,7 m
- 2 *Limitisporites* sp., hlbka 4224,7 m
- 3 *Platysaccus* cf. *papilionis* POT. et KLAUS, hlbka 4224,7 m
- 4 *Monosulcites* cf. *M. minimus* COOKSON, hlbka 4225,0 m
- 5 cf. *Alisporites ovatus* JANSONIUS, hlbka 4222,0—4223,0 m
- 6 neurčená forma, hlbka 4192,0—4192,2 m

MICHAL KALIČIAK

Intravulkanická panvička pri obci Banské v Slanských vrchoch

5 obr. v texte, angl. resumé

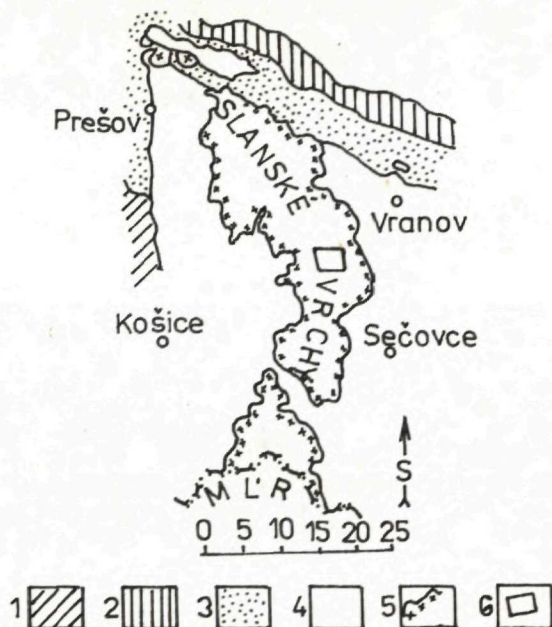
Abstract. In the Sarmatian — peirod of main volcanic activity, a small intravolcanic basin originated in the central part of the Slanské vrchy Mts. near the village Banské. The basin's filling consists of andesite epiclastics, redeposited pyroclastics and pelitic sediments. The pelitic sediments layers are closely associated with limnoquartzite layers and thin coal seams. The surficial areal extent of the basin's sedimentary filling and its thickness with position of the lignite seams have been established.

Územie v okolí obce Banské v strednej časti Slanských vrchov tvorí vo vulkanickom masíve výraznú morfológickú depresiu, ktorú J. MAZÚR — M. LUKNIŠ (1980) nazvali Banskou kotlinou (obr. 1).

Z geologického hľadiska predstavuje táto morfológická depresia intravulkanickú panvičku s rozlohou približne 6 km². Geologickú stavbu panvičky popísal J. SENEŠ (1956). Autor uviedol základné črty stavby a vývoja panvičky, ako aj perspektívy výskytu lignitu. V rámci tohto výskumu boli realizované 4 vrty (B-1, 2, 3, 4). V náväznosti na vtedajšie poznatky o stavbe panvičky boli v roku 1965 vykonané vrty Ba-1, 2 s cieľom overiť uhľonosnosť vo výplni panvičky (J. SLÁVIK in J. TÖSZÉR 1972).

Okrem toho sa v okolí Banského urobili aj hydrogeologické vrty SHJ-12, 13 (M. HALUŠKA 1980), mapovací vrt KMV-22 (Geologický prieskum) a mapovací vrt GÚDŠ — S-23 (M. KALIČIAK et al. 1986).

Na základe nového geologického mapovania s použitím výsledkov z vyššie uvedených prác predkladáme základnú charakteristiku geologickej stavby intravulkanickej panvičky, jej vývoja ako aj zhodnotenie perspektívnosti z hľadiska výskytov nerastných surovín.



Obr. 1 Situačná mapa skúmaného územia

1 — predterciárne jednotky, 2 — bradlové pásmo, 3 — peleogén, 4 — sedimenty neogénu, 5 — hranice vulkanitov Slanských vrchov, 6 — situácia intravulkanickej panvičky Banské.

Geologický vývoj a stavba panvičky

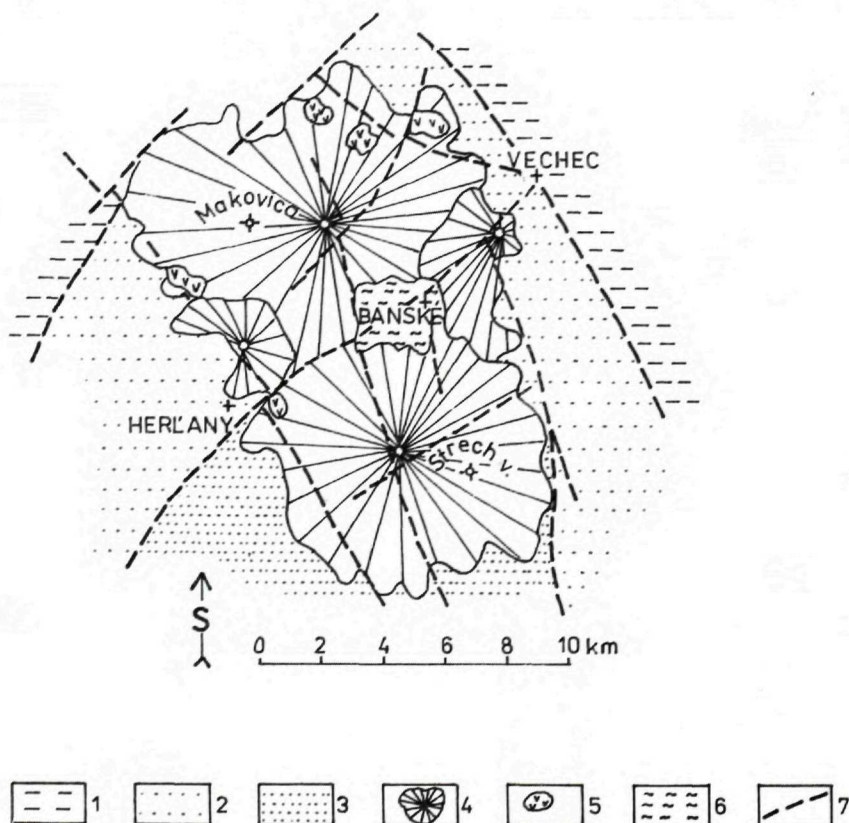
Intravulkanická panvička v širšom okolí obce Banské predstavuje morfológickú depresiu, ktorá je zo všetkých strán uzavretá takmer súvislým vencom vulkanitov. Tento vulkanický veniec je len v sv. časti prerušený údolím riečky Olšava, ktorou je Banská kotlina odvodňovaná. Reliéf povrchu v uzavretej kotline je pomerne plochý a má pahorkatinový charakter narušený len ojedinelými menšími morfológickými eleváciami a hlbšie vyerodovanými údoliami potokov.

Panvička sa vytvorila v sarmate, v čase hlavnej andezitovej vulkanickej aktivity, a to v okrajových periférnych zónach andezitových stratovulkánov Strechový vrch, Makovica a Vechec (obr. 2). Funkciu morfológickej bariéry pri vytvorení izolovanej depresie s plytkým jazerom tu zohrali andezitové komplexy periférnych zón vyššie spomenutých stratovulkánov.

V priebehu prerušovanej vulkanickej činnosti vo vývoji andezitových stratovulkánov sa tu vo vodnom jazernom prostredí usadzovali produkty vulkanickej činnosti s množstvom rastlinného materiálu, ktorého prítomnosť podmienila vznik lignitu.

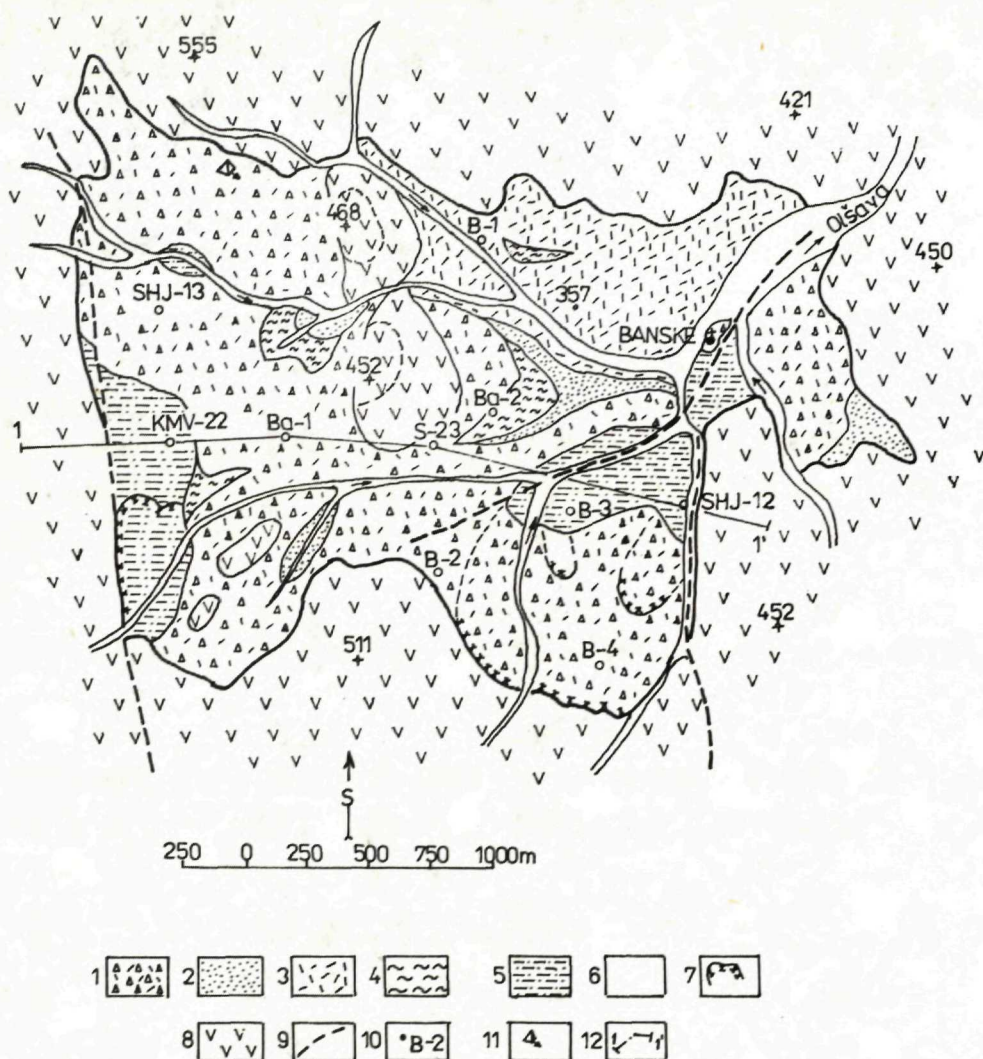
V dôsledku postvulkanickej činnosti termálnych prameňov prebiehala súbežne aj sedimentácia so vznikom limnokvarcitov.

Pomerne pestrý litologický charakter sedimentárnej výplne v panvičke je odrazom predovšetkým intenzity a charakteru vulkanickej činnosti. Najrozšírenejšou a prevládajúcou litofáciou sú andezitové epiklastiká variabilných zrnitostných fácií (obr. 3, 4). Prevládajú drobnoulomkovité epiklastické brekcie tvorené angulárnymi až suboválnymi fragmentami pyroxenických andezitov. Ich tmeliaca hmota je väčšinou hrubopiesčitá až detritická. Miestami majú brekcie znaky triedenia a zvrstvenia, ktoré je ešte zvýraznené tenkými vložkami epiklastických vulkanických pieskovcov, prachovcov až ílovcov. Prechody sú pozvoľné. V polohách jemnozrnných epiklastických pieskovcov až prachovcov sú sporadicky prítomné aj fragmenty opracovaných pyroxenických andezitov. V komplexe epiklastík sú časté tiež tenké vložky redeponovaných pemzových tufov ako aj polohy tenkých zbrekciovatých lávových prúdov pyroxenických andezitov. Lávové prúdy zasahujú do výplne panvičky z okolitých svahov stratovulkánov. V sedimentárnej výplni panvičky sa uplatňujú aj hrubšie polohy



Obr. 2 Štruktúrna a paleogeografická schéma širokého okolia

1 — sedimenty vrchného bádenu, 2 — sedimenty spodného sarmatu, 3 — sedimenty vrchného sarmatu, 4 — andezitové stratovulkány — nečlenené, 5 — extrúzie andezitov, 6 — sedimentárna výplň panvičky Banské, 7 — zlomy.



Obr. 3 Geologická mapa intravulkanickej panvičky

1 — epiklastické vulkanické brekcie, 2 — epiklastické vulkanické pieskovce, 3 — redeponované andezitové tufy, 4 — limnokvarcity, 5 — epiklastické vulkanické ílovce, siltovce, 6 — aluviálne kvartérne sedimenty, 7 — zosuvy, 8 — komplex lávových prúdov a vulkanoklastík — nečlenený, 9 — zlomy, 10 — situácia vrtov, 11 — staré opustené banské diela, 12 — línia geologického rezu.

redeponovaných andezitových tufov, ktoré vystupujú na povrch v jej sv. časti. Tufy sú svetlosivé, rozpadavé s nepravidelným striedaním hrubších lapilovo-pemzových a pemzových variet s pozvoľnými prechodmi do epiklastických vulkanických pieskovcov. V tufoch často pozorovať sklzové štruktúry, ktoré vznikali na svahoch sedimentačného bazénu.

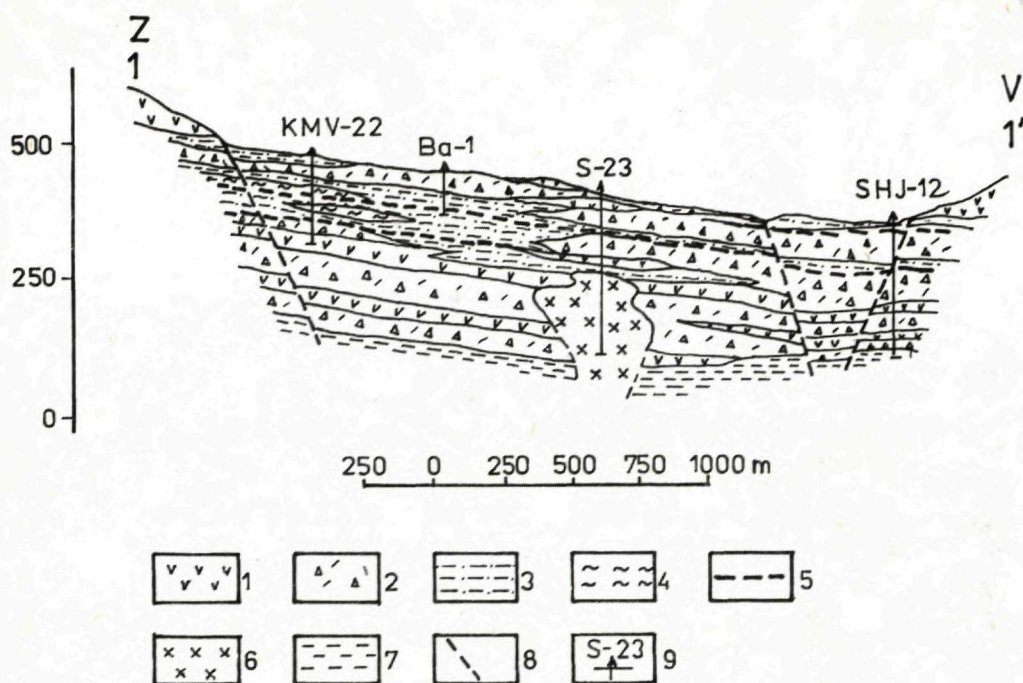
Vrťom S—23 sme v hlbkovom intervale 141—300 m zachytili homogénny andezitový komplex, ktorý je tvorený celistvým tmavosivým strednoporfyrickým pyroxenickým andezitom. Ide tu pravdepodobne o extruzívne teleso (obr. 4, 5).

V obdobiach relatívneho vulkanického kľudu s obmedzeným prínosom hrubšieho klastického materiálu sa v panvičke usadzovali fácie drobnozrnných epiklastík (pieskovce, prachovce, ílovce) s ktorými sú priestorovo úzko späté polohy limnokvarcitov a slojky lignitu. V sedimentárnej výplni tvoria limnokvarcity nepravidelné, plošne obmedzené polohy (šošovky) s hrúbkou okolo 1 m, zriedkavo i viac. Limnokvarcity majú prevažne masívnu textúru, časté sú však aj variety s pásikovanou textúrou. Miestami majú charakter kremitých sintrov, ktoré sú kavernózne, pórovité, voštinovité, čo svedčí o blízkom zdroji termálneho prameňa. Sú v nich odtlačky ale aj zvyšky prekremených rastlín, dreva a vulkanického materiálu. V obdobiach vulkanického kľudu tu boli vytvorené aj podmienky pre bujnú rastlinnú vegetáciu, ktoré sa stali zdrojom pre vznik lignitového uhlia. Slojky lignitu majú variabilnú hrúbku od 40—210 cm a sú často prevrstvené sivočiernymi epiklastickými vulkanickými prachovcami a ílovcami s prímесou i hrubšieho vulkanického materiálu.

Z polohy lignitového uhlia vo vrte S-23 (58—59 m) bola urobená palynologická analýza. E. PLANDEROVÁ in M. KALIČIAK a kol. (1986) tu určila nasledovné vrchnomiocénne spoločenstvo druhov: *Polypodiaceae* div. sp., *Graminae* div. sp., *Betula* sp., *Cupressaceae* div. sp., *Abies* sp., *Leteleeria* sp., *Cyperaceae* sp., *Quercus* sp., *Salix* sp. Zistená asociácia sporomorf poukazuje na sarmatský vek súvrstvia (stredný — vyšší sarmat).

Uvedené výsledky palynológie sú výrazným prínosom jednak pre stratifikáciu sedimentárnej výplne intravulkanickej panvičky v Banskom, ale i pre stratifikáciu okolitých stratovulkanických komplexov.

Podľa rádiometrických vekov vulkanická činnosť so vznikom andezitových stratovulkánov Strechový vrch, Makovica, Vechec pulzovala v období spodný sarmat — spodný panón (M. KALIČIAK — I. REPČOK 1987). Z rekonštrukcie paleogeografického vývoja panvy a časového vývoja vulkanizmu v tejto oblasti vyplýva, že zárodočné eruptívne centrá andezitového vulkanizmu v spodnom sarmate boli aktivované v prostredí morskej sedimentácie a vulkanizmus tu prebiehal v subakválnych podmienkach. Až v neskoršom vývojovom štádiu andezitových stratovulkánov po ústupe spodnosarmatského mora vulkanická činnosť prebiehala v terestrických podmienkach so vznikom rozsiahlejších stratovulkanických kužeľov, ktoré vytvorili morfológickú bariéru a dali vznik izolovanej intravulkanickej panvičke. Intravulkanická panvička vznikla teda v období kulminácie andezitového vulkanizmu v strednom sarmate. Jej hlavnú sedimentárnu výplň tvoria preto jazerné sedimenty stredno- až vrchnosarmat-



Obr. 4 Geologický rez

1 — lávové prúdy pyroxenických andezitov, 2 — epiklastické andezitové brekcie — nečlenené, 3 — epiklastické vulkanické ílovce, prachovce, 4 — limnokvarcity, 5 — slojky lignitu, 6 — extrúzia pyroxenických andezitov, 7 — íly, ílovce, 8 — zlomy, 9 — vrtý

ského veku. Relikty lávových prúdov andezitov, vystupujúce na povrchu vnútri panvičky, patria k produktom najmladšej vulkanickej aktivity najvyššieho sarmatu až spodného panónu.

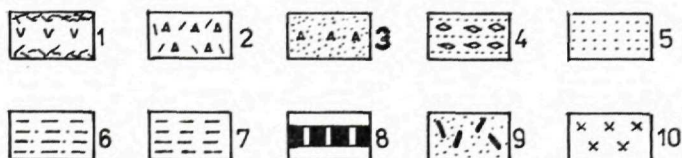
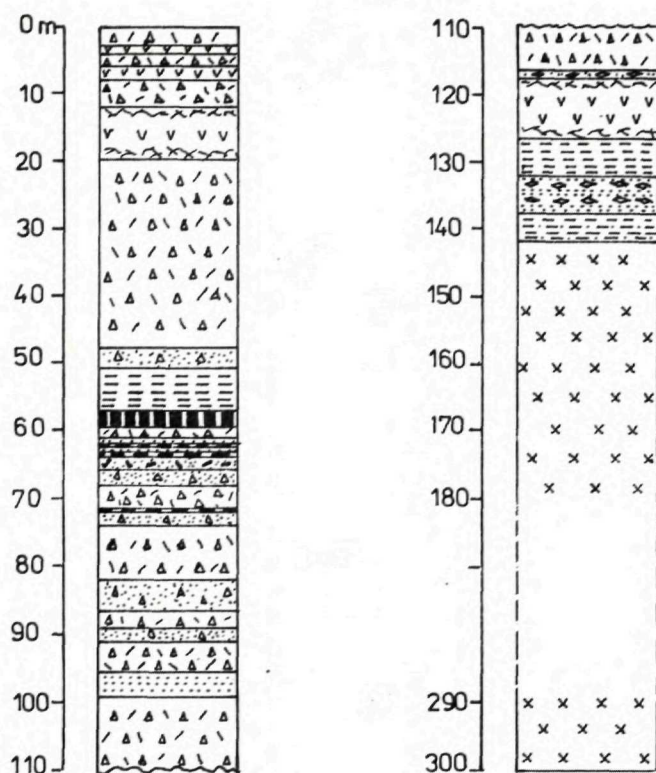
Sedimentárna výplň vnútri panvičky je značne erodovaná, pričom intenzívna erózia a denudácia pravdepodobne prebiehala už od panónu.

Výskyty nerastných surovín a ich prognózný význam

V skúmanom území nie je v súčasnosti v ťažbe žiadne ložisko nerastných surovín. Na sedimentárnu výplň panvičky sú viazané výskyty lignitu, limnokvarcitov a Fe-rúd.

Lignitové uhlie

Výskyt lignitového uhlia pri obci Banské bol objavený v polovici minulého storočia, odkedy sa datujú aj prvé pokusy o jeho ťažbu. Podľa J. FIGNU (1952)



Obr. 5 Litologický profil vrtu S-23

1 — lavové prúdy pyroxenických andezitov, 2 — drobnoúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie, 3 — stredno- až hrubozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s fragmentami andezitov, 4 — stredno- až jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami radeponovaných pemzových tufov, 5 — stredno- až jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce, 6 — epiklastické prachovce, ílovce, 7 — epiklastické ílovce s vložkami prachovcov, 8 — lignitové uhlie s vložkami ílovcov, prachovcov s uhoľným detritom, 9 — epiklastické vulkanické pieskovce s uhoľným detritom, 10 — extrúzia pyroxenických andezitov.

bolo ložisko otvorené šachticou a vyťažilo sa okolo 500 q uhlia. Ťažba bola zameraná len na podpovrchové slojky v jv. časti panvičky.

V sedimentárnej výplni panvičky doteraz vrty zachytili niekoľko slojov lignitu s veľmi variabilnou hrúbkou a hĺbkou uloženia. V nasledujúcej tabuľke sú uvedené údaje o hrúbke slojov a hĺbke ich uloženia podľa údajov z jednotlivých vrtov.

Vrt	Hĺb. interval — m	hrúbka m	vrt	Hĺb. interval — m	hrúbka m
B-2	7,0—7,45	0,45	SHJ-13	45,5—46,0	0,50
B-3	5,0—5,4	0,40		49,5—50,5	1,00
Ba-1	49,8—51,5	1,70	KMV-22	48,8—49,6	0,80
Ba-2	54,3—56,0	1,70		94,7—95,7	1,00
SHJ-12	4,5—5,0	0,50	S-23	57,0—59,1	2,10
	10,5—12,5	2,00		61,4—61,6	0,20
	98,5—99,5	1,00		71,5—71,8	0,30

Makroskopicky je uhlie hnedošedej farby, matné s bridličnatým rozpadom a zachovanou drevitou textúrou. V uhlí sú časté prekremenené zbytky rastlín a vložky uhoľných ílov s uhoľným detritom.

Chemickým rozborom uhlia z vrtu KMV-22 boli získané údaje $Ad = 43 \%$ (popol v bezvodej vzorke), $Q^r = 4,8 \text{ MS kg}^{-1}$ (výhrevnosť pôvodnej vzorky), $W_t^r = 49 \%$ (voda v pôvodnej vzorke), $S^d = 2,9 \%$ (obsah síry v bezvodej vzorke), $As^d = 36 \text{ g}^{-1}$ (obsah As v bezvodej vzorke), $V^{daf} = 64 \%$ (prchavá horľavina).

Podľa týchto údajov ide o hnedouhoľný hemityp-lignit ($V^{daf} > 58$).

Limnokvarcit

Špecifickým znakom sedimentárnej výplne panvičky sú aj polohy limnokvarcitov známe už z minulosti. Polohy limnokvarcitov boli zistené v hĺbke vrtmi a na povrchu pri geologickom mapovaní. Limnokvarcit ako surovina nemal doteraz praktický význam. V ostatnom čase však limnokvarcit nachádza uplatnenie pri výrobe drobných ozdobných predmetov, muglovaných a plochých brusov pri výrobe šperkov (R. Ďuža et al. 1985).

Výskyty limnokvarcitov na povrchu s možnosťou ich priamej povrchovej ťažby pre spomínané účely sú znázornené na obr. 3.

Fe-rudy

Pri obci Banské sú známe výskyty Fe-rúd, popísané v archívnej správe J. FIGNU (1952). Podľa archívnych údajov tu existovali tri limonitové polohy s celkovou

hrúbkou 6 m a dĺžkou 400 m. Výskyt sa nachádza v sz. časti panvičky, kde sú stopy po starých banských prácach (zavalené ústia troch štôlní) a zbytky haldového materiálu.

Limonit tu tvorí pevné kôry na plochách vrstevnatosti epiklastických pieskovcov a tufov, ako aj impregnácie v hornine. Podľa J. FIGNU (1952) v asociácii s limonitom bol zistený siderit, baryt a antimonit, ktorých výskyt vo vzorkách z haldového materiálu sme nepotvrdili. Kusový limonit obsahuje 43 % Fe_2O_3 a limonitom impregnovaný tuf 22 % Fe_2O_3 .

Výskyt limonitu je priestorovo spätý s polohami silicifikovaných drobnouložkovitých epiklastík a limnokvarcitov a jeho vznik úzko súvisí s postvulkanickou hydrotermálnou aktivitou.

Vzhľadom na litologický vývoj v panvičke nie sú perspektívy pre výskyt iných typov nerastných surovín. Výskyt Fe-rúd má len mineralogický význam.

Sloje lignitového uhlia boli zistené na ploche približne 5–6 km² v rôznych hĺbkových úrovniach. Ide však o veľmi heterogénne sloje lignitu s prímiesou a vložkami epiklastických ílovcov, prachovcov a limnokvarcitov, čo je z hľadiska stanovenia ich kvantitatívnych parametrov negatívnym prvkom. Jednotlivé sloje lignitu na základe doterajších poznatkov nie je totiž možné vierohodne vzájomne korelovať, a tak pre ich celkové kvantitatívne prognózne ocenenie je potrebný doplnujúci detailnejší prieskum.

Literatúra

- ĎUŠA, R. a kol. 1985: Záverečná správa Slovensko VP — drahé a ozdobné kamene. — Geofond, Bratislava, 1—415.
- FIGNA, E. 1952: Baníctvo na východnom Slovensku v okolí Vihorlatu a Slanských vrchov. — Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 1—62.
- HALUŠKA, M. 1980: Slanské pohorie — hydrogeológia. — Geofond, Bratislava.
- KALIČIAK, M. a kol. 1986: Vysvetlivky k mape 38—132 (Sečovce-2). — Geofond, Bratislava, 1—111.
- KALIČIAK, M. — REPČOK, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja severnej časti Slanských vrchov. Miner. slov. 19, 5, 401—415.
- MAZÚR, E. — LUKNIŠ, M. 1980: Atlas SSR. — SAV, Bratislava.
- SENEŠ, J. 1956: O produktivite uhoľnej panvičky pri obci Banské v okrese Vranov. — Geol. Práce, Spr., 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—148.
- TÖZSÉR, J. 1972: Záverečná správa z vyhladávacieho prieskumu v Prešovsko-tokajskom pohorí. — Geofond, Bratislava, 1—239.

M. KALIČIAK

Small Intravolcanic Basin near the Village Banské in the Slanské vrchy Mts.

Resumé

The small intravolcanic basin in broader vicinity of the village Banské in the central part of the Slanské vrchy Mts. (Fig. 1) represents a morphological depression surrounded by volcanic mountains. The basin originated in the Sarmatian, at a time of culminating volcanic activity in marginal

zones on the andesite stratovolcanoes Stechov, Makovica, Vechec (Fig. 2). In the isolated depression filled with a shallow lake, volcanic products, pelitic sediments and limnoquartzites with lignite coal were deposited in the Middle and Upper Sarmatian.

The lithological character of the sedimentary filling is variegated. The most abundant lithofacies are andesite epiclastics of different grain-size facies (epiclastic breccias, sandstones) and redeposited andesite tuffs (Fig. 3). Fine sandy clays with closely related lignite seams and limnoquartzite layers (Fig. 4, 5) deposited in periods of relatively low volcanic activity with limited supply of clastic volcanic material.

As regards mineral prospecting, the basins's sedimentary filling with thin lignite seams, limno-quartzite layers and iron ore manifestations is most promising.

Drilling discovered several lignite seams of variable thickness and depth (text-plate). The lignite coal has preserved its woody structure with coal-clay intercalations. Chemical analysis determined that it is a brown coal hemitype — lignite. An overall quantitative prognostic evaluation of the lignite occurrence requires further detailed exploration. The limnoquartzites form layers of a limited areal extent — lenses exposed on the surface (Fig. 3). Recently, limnoquartzite is used for the production of small decorative articles, muglating and flat cuts in jewellery production (R. ĎUBA et al. 1985). The iron ores represented by limonite are only of mineralogical importance.

Translated by L. Böhmer

JÁN SPIŠIAK — DUŠAN HOVORKA — PETER IVÁN — LIBUŠE JILEMNICKÁ

Karbonátové metasedimenty amfibolitovej fácie klátovskej skupiny (staršie paleozoikum, gemerikum, Západné Karpaty)

3 obr. v texte, 5 fotogr. tab. (XVI—XX), anglické resumé

Abstract. The volcanosedimentary complex of the Klátov Group of the Gemericum (Paleozoic) metamorphosed under amphibolite facies conditions contained originally carbonic sediment layers a few metres and/or a few tens of metres thick. The varieties formed of pure carbonate were altered to marbles, those with a clayey admixture to erlans and hyaloclastites with basic volcanic detritus to marbles with amphibolite enclaves. The work deals with the composition study results of clinopyroxenes and garnets from erlans as well as amphiboles and clinopyroxenes from metahyaloclastites.

Úvod

V horninových sekvenciách paleozoika gemerika (vnútorné Západné Karpaty) metamorfovaných v podmienkach fácie zelených bridlic bola v poslednom období zistená prítomnosť vulkano-sedimentárneho komplexu, ktorý bol metamorfovaný v podmienkach amfibolitovej fácie (L. ROZLOŽNÍK 1965, I. DIANIŠKA — P. GREULA 1979, D. HOVORKA et al. 1979, Š. BAJANÍK — D. HOVORKA 1981, D. HOVORKA et al. 1984, J. SPIŠIAK — D. HOVORKA 1984). Vyšší stupeň metamorfózy spolu s osobitou horninovou náplňou (amfibolity, ruly, metaultrabazity, metakarbonáty) a charakteristickou priestorovou pozíciou viedli k jeho vyčleneniu ako samostatnej predvrchnokarbónskej, variský metamorfovej jednotky — klátovská skupina (J. SPIŠIAK et al. 1985).

Karbonáty sú známe zo všetkých typických oblastí výskytov klátovskej skupiny (Dobšina: J. STEJSKAL — J. VACHTL 1934, P. ROZLOŽNÍK 1935, L. ROZLOŽNÍK 1965; Vyšný Klátov: I. DIANIŠKA — P. GREULA 1979; Rudňany:

RNDr. J. SPIŠIAK, CSc., Odd. nerastných surovín Geol. ústavu SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica

Doc. RNDr. D. HOVORKA, DrSc., Geol. ústav Univ. Komenského, Mlynská dol., pav. G, 842 15 Bratislava

RNDr. P. IVÁN, CSc., Katedra geochemie Prír. fak. Univ. Komenského, Mlynská dol., pav. G, 842 15 Bratislava

RNDr. L. JILEMNICKÁ, Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

B. KUSÁK — J. HURNÝ 1981, D. HOVORKA et al. 1984, J. SPIŠIAK — D. HOVORKA 1984). Priestorovo úzko asociujú s amfibolitmi. Spravidla obsahujú prímies drobnoklastického vulkanického materiálu bazaltov. V metamorfne-rekryštalizačných procesoch došlo k vzniku minerálov nielen karbonátovej skupiny, ale aj k vzniku silikátov — klinopyroxénu, amfibolu, granátu a minerálov epidotovej skupiny a. i.

Pozícia a charakter karbonátov

Detailne sme študovali metakarbonáty z dvoch oblastí: 1. polohu erlánu z jz. svahu Langenbergu, 2. kryštalické vápence s fragmentami amfibolitov jz. svahu Martinky (Ebeberg — 1 002 m. n. m.).

Lokality sa nachádzajú sv. od Dobšinej. Keďže obidve majú svoje špecifiká, podrobnejšie ich rozoberieme samostatne.

1. *Poloha erlánu z Langerbergu*: erlán sme našli v opustenom lome asi 1000 m jz. od vrcholu Langenbergu pri starej hradskej Dobšina — Stratená. Poloha erlánu má hrúbku priemerne 25 cm. Okolnými horninami v nadloží i podloží sú strednozrnné, výrazne bridličnaté amfibolity (tab. XVI, obr. 1). Teleso erlánu je konformné s úložnými pomermi amfibolitov. Kontaktné plochy erlánu voči amfibolitom sú v detaile nerovné (tab. XVI, obr. 2). V exokontaktnej zóne erlánu v amfibolitoch pozorovať 1—2 cm širokú svetlejšiu zónu tvorenú najmä plagioklasmi. Erlán má v detaile nehomogénny, škvrnitý charakter. Plošne v ňom prevládajú červenohnedé nepravidelne obmedzené zhľuky granátov (1—50 mm). Medzipriestory tvorí sivozelený, drobnozrnný až afanitický agregát. V erláne sú prítomné aj ložné 3—6 mm hrubé polohy drobnozrnnitého karbonátu špinavobielozelenkastej farby.

Nehomogénny charakter je zreteľný aj v ploche výbrusu. Erlány majú porfýroblastickú (granát), resp. kumuloblastickú, ale aj diablastickú (tab. XVII, obr. 1) a poikloblastickú štruktúru. Prevládajúcim minerálom horniny je granát. Tvorí ponajviac nepravidelné zhľuky izometrických kryštálov o veľkosti do 1 mm, zlatožlté sfarbených. Je silne rozpukaný a zatláčaný chloritom a minerálmi skupiny epidotu. Poikloblasticky uzatvára plagioklasy, karbonát a klinopyroxény. Na styčných plochách medzi jednotlivými zrnami granátov pozorovať prenikanie karbonátov. Zloženie granátov je uvedené v tabuľke 1.

Analýzy všetkých minerálov (klinopyroxén, granát, amfibol) boli zhotovené automatizovaným mikroanalýzátorom ARL — SEMQ v ÚÚG Praha s použitím programov modifikovaných Ing. V. KOTRBOM a Ing. R. RYBKOM. Analyzované minerály boli použité ako štandardy. Boli použité korekčné matice podľa BENČE — ALBEEHO; údaje boli korigované na chod prístroja a mŕtvu dobu detektora. Analytické postupy sú podrobne opísané v práci P. JAKEŠ et al. (1979).

Študované *granáty* z erlánov zodpovedajú zložením grossuláru s menším zastúpením almandínovej zložky. Výrazne sa odlišujú od granátov pararúl a amfibolitov klátovskej skupiny. Pre porovnanie sme do diagramu (obr. 1) zanesli zastúpenie jednotlivých koncových členov granátov. Rozdiely v zložení granátov sú hlavne odrazom pôvodného zloženia hornín, z ktorých vznikli.

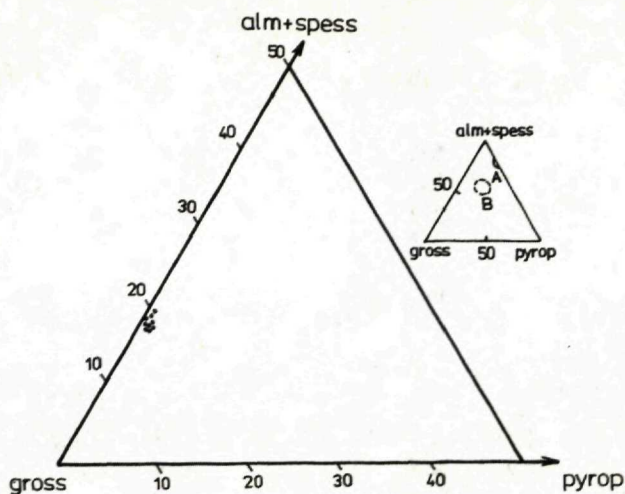
Tab. 1 Chemické zloženie grossuláru — Langenberg

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	39,06	40,59	40,57	39,97	39,85	40,51	39,65	39,91	39,00
TiO ₂	1,12	1,11	1,15	0,94	0,76	0,54	0,97	1,08	0,62
Al ₂ O ₃	14,82	16,82	16,75	16,37	15,91	16,21	15,99	15,86	15,63
FeO ⁺	8,58	7,82	8,21	9,72	9,86	9,20	8,23	8,07	9,73
MnO	0,14	0,15	0,18	0,19	0,18	0,17	0,16	0,18	0,21
MgO	0,43	0,44	0,49	0,34	0,32	0,18	0,42	0,62	0,26
CaO	34,10	32,03	31,29	31,79	31,21	31,57	33,73	33,13	33,34
Suma	98,25	98,96	98,64	98,32	98,09	98,38	99,15	98,85	98,79
Vzorec prepočítaný na 12 kyslíkov									
Si	3,11	3,16	3,17	3,15	3,16	3,19	3,11	3,13	3,10
Al	1,39	1,54	1,54	1,52	1,49	1,50	1,48	1,47	1,46
Ti	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05	0,03	0,06	0,06	0,04
Fe ²⁺	0,57	0,51	0,54	0,58	0,65	0,61	0,54	0,53	0,65
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,02	0,05	0,07	0,03
Ca	2,91	2,67	2,62	2,68	2,65	2,66	2,84	2,79	2,84
alm	16,1	15,7	16,6	17,4	19,5	18,4	15,7	15,6	18,3
gross	82,2	82,4	81,2	81,0	79,0	80,7	82,5	81,9	80,4
pyrop	1,4	1,6	1,8	1,2	1,1	0,6	1,4	2,1	0,9
spess	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4
FeO ⁺ = celkové železo ako FeO									

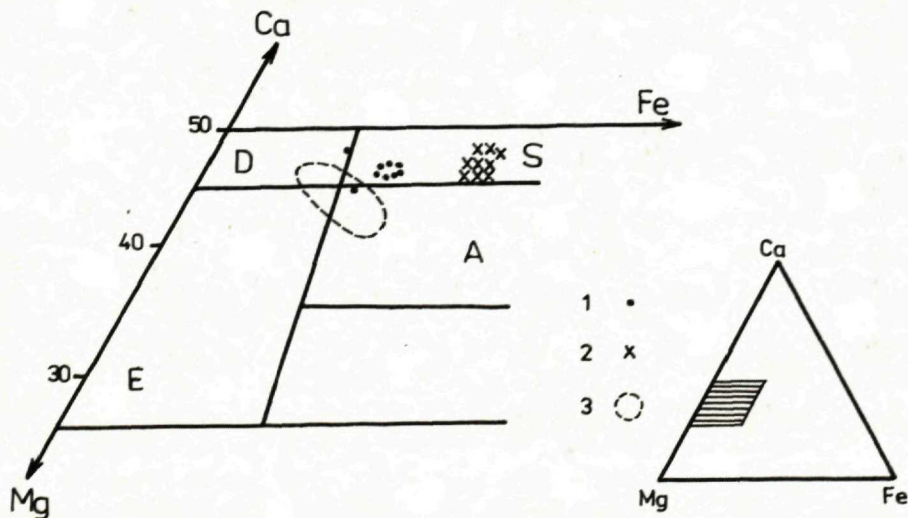
Keďže v podobných asociáciách minerálov vystupujú často aj vezuvián a hydrogranát, a ich odlišenie je problematické, urobili sme aj identifikáciu na RTG-difraktometri. Výsledky (tab. 2) potvrdili, že ide o grossulárový granát.

Klinopyroxén je čo do kvantitatívneho zastúpenia druhým, lokálne i prevládajúcim minerálom. Tvori krátke stĺpčky, veľa ráz však xenoblastické zrná izometrického tvaru (tab. XVII, obr. 2). Je veľmi slabo pleochroický; lokálne je možné pozorovať jeho dorastanie monoklinickým amfibolom (tab. XVIII, obr. 1). Dorastanie je charakteristické v prostredí karbonátovo-albitickej jemnozrnej hmoty. Zloženie klinopyroxénov je uvedené v tabuľke 3. Celkove sú pre klinopyroxény z erlánu charakteristické veľmi nízke obsahy TiO₂, Al₂O₃ a alkálií. V klasifikačnom diagrame Mg : Ca : Fe (obr. 2) ležia priemetné body analýz klinopyroxénov skúmaného erlánu v poli salitu blízko rozhrania poli diopsid — salit. Oproti diopsidom z typických skarnov alebo kryštalickej vápencov majú skúmané klinopyroxény zvýšené obsahy FeO. Namerané indexy lomu ($N_\gamma = 1,785$, $N_\alpha = 1,685$) zodpovedajú salitu, resp. augitu.

Amfibol, dorastajúci klinopyroxén je bezfarebný, dlhostĺpčekovitý až ihličkovitý. Ukončenie stĺpčekovitých kryštálov je zložitá; prevažuje tvar metličky. Na základe morfológie a optického charakteru ide o aktinolit.



Obr. 1 Ternárny diagram zloženia granátov z erlánov oblasti Langenbergu; bodky = priemetné body analýz študovaných granátov, polia v malom trojuholníku odpovedajú zloženiu granátov: rúl = pole A (plná čiara, podľa J. SPIŠIAK — D. HOVORKA 1984), a granátov amfibolitov = pole B (čiarkovane, D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1981).



Obr. 2 Ternárny diagram $Mg:Ca:Fe$ pre klinopyroxény; A = augit, D = diopsid, S = salit, E = endiopsid, 1 = analýzy klinopyroxénov erlánov z Langenbergu, 2 = analýzy klinopyroxénov metakarbonátov oblasti Martinky, 3 = analýzy klinopyroxénov metabazaltov oblasti Rakovca (HOVORKA et al. 1988).

Okrem uvedených fáz, ktoré často tvoria anchimonominerálne polohy — zhluky, v ploche študovaných výbrusov pozorovať aj nepravidelné miesta drobnozrnitého agregátu (0,1 mm) tvoreného hlavne karbonátom a chloritom (tab. XVIII, obr. 2). Albit je číry bez zrastov. Lokálne tvorí väčšie (do 1 mm) kryštály s hojnými poikilblastickými uzavreninami drobnozrnitého karbonátu. Podľa prenikania karbonátu, ale aj albitu do štiepných trhlín granátov, resp. aj do klinopyroxénov, možno usudzovať o mladšom, neskoršom vzniku danej asociácie. Charakteristickou, akcesoricky zastúpenou minerálnou fázou je titanit.

Tab. 2 Výsledky RTG-difrakcie grossuláru

G-1		G-2		G-3		grossulár		hydrogross.		vezuvián	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
3,12	3					3,13	1	5,13	9	3,04	6
2,97	9	2,97	9	2,976	10	2,978	8	4,442	4	2,93	6
2,80	2					2,796	1	3,358	6	2,59	8
2,66	10	2,66	10	2,665	8	2,662	10	3,142	5	2,74	10
2,53	4	2,53	4	2,547	6	2,545	4	2,81	8	2,45	7
2,43	5	2,43	6			2,419	6	2,566	2	2,34	4
2,39	4	2,33	5	2,336	3	2,323	6	2,465	3	2,20	2
2,16	6	2,17	5			2,163	6	2,295	10	2,12	6
						1,982	1	2,039	9	1,88	4
1,929	7	1,929	7	1,928	3	1,915	8	1,744	4	1,81	5
1,877	1	1,88	2	1,868	2	1,877	2	1,68	5	1,76	5
						1,809	4	1,4058	1	1,66	7
		1,762	1			1,742	5	1,1478	1	1,63	8
1,716	3	1,719	2			1,707	7			1,562	4
1,636	4	1,652	4	1,643	4	1,639	9			1,502	4
1,587	9	1,59	9	1,591	9	1,581	10			1,389	4
1,486	2	1,487	8	1,485	3	1,479	7			1,346	7
						(1,457)	3			1,305	5
						(1,422)	4			1,266	5
1,374	2			1,379	2	1,374	1			1,102	6
						1,354	1			1,077	6
1,331	3	1,332	3	1,329	2	1,324	8				
1,298	5	1,299	6			1,291	9				
1,266	2	1,267	2			1,263	5				
						1,249	2				
		1,202	2			1,196	5				
						1,156	2				
		1,106	4			1,101	10				
		1,087	3			1,082	9				
		1,05	4			1,049	7				

Difrakčné záznamy boli zhotovené na goniometri GON-03 za podmienok: Cu K α žiarenie, λ = 1,54178, Ni-filter, 30 kV, 15 mA, clony 5' 3', rýchlosť posunu papiera 2°/min., počet impulzov 500/sek, analytik RNDr. E. ŠAMAJOVÁ, CSc., GÚ UK Bratislava (G-1, G-2) a RNDr. L. ŠVECOVÁ, GÚ SAV Banská Bystrica (G-3), porovnávané minerály boli prevzaté z V. I. MICHEJEVA (1957) a P. BAYLISS et al. (1983).

Tab. 3 Chemické zloženie klinopyroxénu — Langenberg

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	53,63	54,19	54,41	54,37	54,11	54,52	54,40	54,25	53,78
TiO ₂	0,07	0,13	0,07	0,00	0,06	0,09	0,05	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	0,49	0,42	0,71	0,48	0,50	0,53	0,44	0,10	0,56
FeO ⁺	7,75	8,66	7,42	8,27	7,92	7,76	7,43	8,94	8,76
MnO	0,14	0,20	0,16	0,13	0,13	0,11	0,08	0,13	0,16
MgO	14,43	13,87	14,92	14,27	14,31	14,49	14,69	14,03	13,62
CaO	22,89	23,05	21,04	23,29	23,39	23,17	23,57	23,04	22,17
Na ₂ O	0,07	0,15	0,16	0,12	0,08	0,08	0,11	0,06	0,12
K ₂ O	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	99,49	100,67	98,93	100,93	100,50	100,75	100,77	100,61	99,24
Vzorec prepočítaný na 6 kyslíkov									
Si	2,00	2,00	2,02	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,03
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0,24	0,27	0,20	0,25	0,24	0,24	0,19	0,28	0,27
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	0,80	0,76	0,83	0,78	0,79	0,79	0,80	0,77	0,76
Ca	0,91	0,91	0,84	0,92	0,93	0,91	0,93	0,91	0,89
Na	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	46,7	46,9	44,9	47,2	47,4	46,9	48,4	46,4	46,4
Mg	41,0	39,2	44,4	40,0	40,3	40,7	41,7	39,3	39,6
Fe	14,2	14,9	12,6	12,8	12,2	12,4	9,9	14,3	14,1
FeO ⁺ = celkové železo ako FeO									

Lokálne sa v priestorovej asociácii s granátmi objavuje aj kremeň v podobe nepravidelných hniezd drobných zŕn. Veľmi nerovnomernú distribúciu majú sporadicky prítomné minerály epidotovej skupiny. V opísanom type erlánov sme nepozorovali výskyt rudných minerálov.

2. *Kryštalické vápence s fragmentami metabazaltov jz. svahu Martinky (Ebeberg)*: báдали sme horninový materiál z odkryvu horizontálnej lesnej cesty asi 600 m jz. od kóty 1002 (Martinka). Metakarbonáty tvoria konformnú polohu v komplexe rúl a amfibolitov klátovskej skupiny. Bezprostredné okolie kryštalických vápencov tvoria bridličnaté amfibolity jemno- až strednozrnného vývoja. V rámci odkryvu majú kryštalické vápence výrazne zrnitý vývoj (2—3 mm), s prevahou sivých odtieňov rôznej intenzity. Sú masívne a majú nepravidelnú odlučnosť. Pre kryštalické vápence je charakteristická prítomnosť variabilného množstva vulkanoklastického materiálu rôznych foriem. Drobnoklastický — popolovitý materiál spôsobuje sivozelené sfarbenie metakarbonátov; naproti tomu prítomnosť fragmentov bazaltov mm — dm rozmerov podmieňuje farebne nehomogénny, škvrnito-brekciový charakter horniny (tab. XIX, obr. 1, 2).

Fragmenty metabazaltov majú ponajviac ostrohranné ohraničenie, izometrický alebo aj doštičkovitý tvar. V hornine majú výrazne nehomogénnu distribúciu. Kontakt s okolitým, objemovo prevládajúcim karbonátom je ostrý, bez viditeľných reakčných lemov (tab. XX, obr. 1, 2).

Na úlomkoch metabazaltov väčších rozmerov pozorovať nevýrazne bridličnatú textúru, ktorá je evidentná pri mikroskopickom štúdiu. Fragmenty metabazaltov zložením zodpovedajú melaamfibolitom s nepodstatným zastúpením plagioklasov. Amfibolity sú zväčša jemnozrnné. Amfibol je nezvetraný, výrazne pleochroický (v smere gama je hnedý, resp. zelenohnedý) a má stĺpčekovitý habitus. Plagioklasy tvoria jednoduché, prevažne izometrické zrná bez zrastov. Ich bazicita zodpovedá andezínu — labradoritu. V amfibolitoch sú prítomné aj drobné zrnká titanitu, ilmenitu, sporadicky aj minerálov epidotovej skupiny. Postavenie posledne uvedených v danej minerálnej asociácii nie je jednoznačné (post — alebo synmetamorfné).

Prevládajúcou minerálnou fázou horniny je karbonát. Má zreteľne zrnitý habitus (veľkosť zŕn asi 2 mm) s mozaikovou štruktúrou horniny. Časté je tlakové zdvojčatenie jednotlivých klencov — zŕn. Zložením zodpovedajú kalcitu s nepatrným zastúpením dolomitovej zložky.

kalcit	76,49 hm. %
dolomit	7,12 hm. %
nerozpustný zvyšok	14,12 hm. %

Analýzu karbonátov manometricky urobil J. TURAN, Geologický ústav UK, Bratislava.

Na zložení karbonátov sa podieľa aj monoklinický pyroxén, monoklinický amfibol, tmavá slúda, minerály epidotovej skupiny a iné.

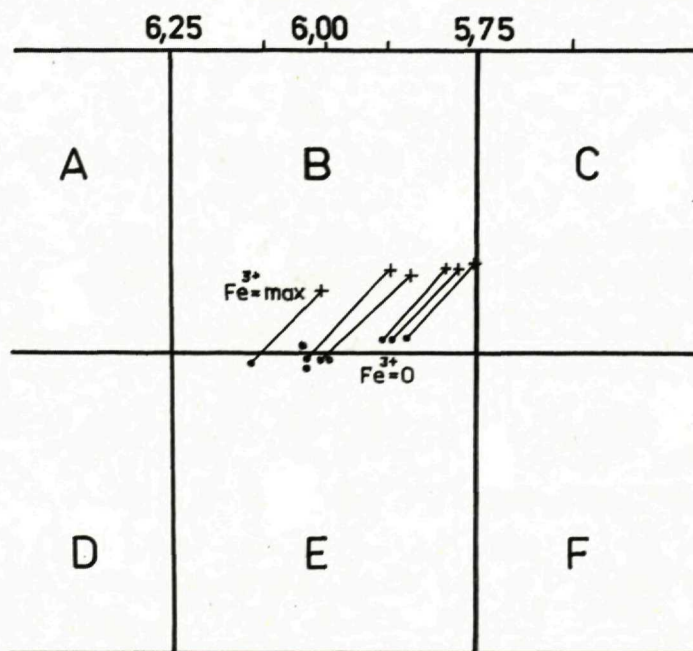
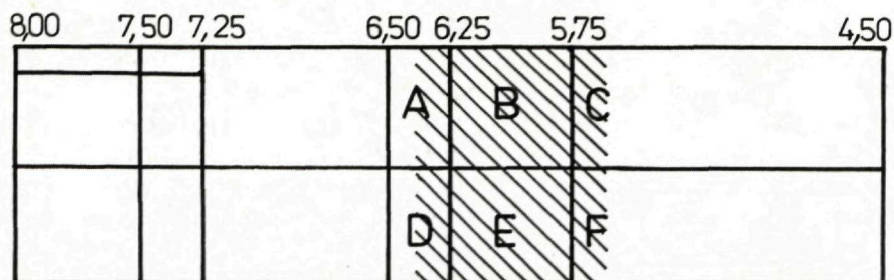
AnalYZovali sme klinopyroxény (vzorka MD-27), v ktorej sú prítomné aj fragmenty bazaltov (z nich bol analyzovaný amfibol). Je všeobecne známe, že klinopyroxény patria medzi charakteristické minerály metamorfovaných karbonatických hornín (v podmienkach amfibolitevej fácie) s prímiesou vulkanického, resp. ílovitého materiálu. V horninových sekvenciách vnútorných Západných Karpát však patria medzi zriedkavé minerály. V komplexoch gemerika bola ich prítomnosť uvedená v prácach P. ROZLOZNIKA (1935) a L. ROZLOŽNÍKA (1965) z oblasti Dobšinej.

Analýzy klinopyroxénov sú uvedené v tabuľke 4. Všetky analyzované zrná majú zhodné zloženie a na ternárnom klasifikačnom diagrame (obr. 2) ležia v poli salitu. V porovnaní s klinopyroxénmi erlánov z Langenbergu majú nižšie obsahy SiO₂, MgO a CaO, resp. vyššie TiO₂, Al₂O₃, FeO a Na₂O. Rozdiely v zložení pyroxénov sú odrazom odlišného zloženia materiálu, z ktorého klinopyroxény vznikali. Od klinopyroxénov bazaltových metaefuzív staropaleozoických jednotiek vnútorných Západných Karpát (D. HOVORKA et al. 1988) sa líšia zvýšenými obsahmi FeO a SiO₂, resp. zníženými obsahmi MgO.

Na elektrónovom mikroanalýzátore sme študovali aj zloženie amfibolov z fragmentu amfibolitu (olistolit ?) rozmerov 2 × 3 × 4 cm. Analyzovali sme amfiboly výrazne hnedých (podľa gama) pleochroických odtieňov. Výsledky analýz sú v tabuľke 5. Podľa klasifikácie amfibolov IMA (B. E. LEAKE 1978; P. GRECU — S. W. FARYAD 1985) patria analyzované amfiboly do skupiny

$$(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} \geq 1,34; \text{Na} < 0,67$$

$$(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} < 0,50; \text{Ti} < 0,50$$



Obr. 3 Klasifikačný diagram IMA pre vápenaté amfiboly (B. E. LEAKE 1978, P. GRECULA — S. W. FARYAD 1985), A = pole tschermakitického hornblendu, B = tschermakitu (hlinitého tschermakitu), C = nízkokremičitého tschermakitu, D = železnatého tschermakitického hornblendu, E = železnatého tschermakitu, F = nízkokremičito-železnatého tschermakitu; bodky = výsledky prepočtov štruktúrnych vzorcov amfibolov na 23 kyslíkov, pričom celkové železo bolo uvažované ako FeO ($\text{Fe}^{3+} = 0$), krížiky = prepočet štruktúrnych vzorcov na 13 katiónov (maximálny obsah Fe^{3+}); údaje z tab. 5

vápenatých amfibolov (obr. 3). Ich priemetné body sa nachádzajú na hranici polí tschermakitu (hlinitého tschermakitu), resp. železnatého tschermakitu. Na obrázku (obr. 3) sú znázornené prepočty na nulový obsah Fe^{3+} (prepočet na 23 kyslíkov za predpokladu, že $\text{Fe}_{\text{celkové}} = \text{Fe}^{2+}$) a maximálny obsah Fe^{3+} (prepočet na 13 katiónov, pozri napr. J. H. STOUT 1971). V porovnaní s amfibolmi z amfibolitov klátovskej skupiny (horečnatý hornblend; Š. BAJANÍK — D. HOVORKA 1981, D. HOVORKA — J. SPIŠIAK 1981) majú študované amfiboly zvýšené obsahy TiO_2 , Al_2O_3 a znížené obsahy SiO_2 . Rozdiely zloženia amfibolov z fragmentov amfibolitov v karbonatickom prostredí a z amfibolitových horninových komplexov tej istej jednotky predstavujú odraz litológie protolitu. Nižší obsah SiO_2 v amfiboloch z fragmentov amfibolitov v karbonátovom prostredí je pravdepodobne odrazom zmeny zloženia pôvodných fragmentov bazaltov interakciou s okolitým karbonátovým prostredím. Pre takúto interakciu (hybridizáciu) svedčí aj zvýšená bazicita plagioklasov vo fragmentoch amfibolitov v porovnaní s bazicitou plagioklasov amfibolitových telies klátovskej skupiny.

Tab. 4 Chemické zloženie klinopyroxénu — Martinka

	krúžok 2					krúžok 1		krúžok 3	
	1	2	3	4	5	1	1	2	3
SiO_2	49,30	50,44	50,48	50,63	50,78	48,98	49,76	48,98	48,45
TiO_2	1,84	1,10	0,96	1,11	0,87	1,74	0,69	1,09	1,24
Al_2O_3	6,38	5,04	4,86	4,66	4,98	7,59	3,98	4,72	5,61
FeO^+	9,88	11,03	10,85	10,93	10,85	10,80	10,05	10,57	11,06
MnO	0,16	0,15	0,15	0,21	0,14	0,18	0,15	0,16	0,11
MgO	10,78	10,64	10,71	10,87	10,71	9,48	11,56	11,08	10,31
CaO	20,50	19,81	19,98	19,97	19,82	20,40	22,06	20,75	22,09
Na_2O	0,66	0,74	0,80	0,77	0,88	0,80	0,81	1,01	1,06
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Suma	99,50	98,95	98,79	99,15	99,03	99,99	99,06	98,36	99,93
Vzorec prepočítaný na 6 kyslíkov									
Si	1,85	1,91	1,91	1,91	1,92	1,84	1,89	1,88	1,84
Al^{IV}	0,15	0,09	0,09	0,09	0,08	0,16	0,11	0,12	0,16
Al^{VI}	0,13	0,14	0,13	0,12	0,14	0,18	0,07	0,09	0,09
Ti	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,03	0,04
Fe^{2+}	0,31	0,35	0,34	0,35	0,34	0,34	0,32	0,34	0,35
Mn	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—
Mg	0,60	0,60	0,60	0,61	0,60	0,53	0,66	0,63	0,58
Ca	0,83	0,80	0,81	0,81	0,80	0,82	0,90	0,85	0,90
Na	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	47,7	45,7	46,3	45,8	46,0	48,5	47,9	46,7	49,2
Mg	34,5	34,3	34,3	34,5	34,5	31,4	35,1	34,6	31,7
Fe	17,8	20,0	19,4	19,8	19,5	20,1	17,0	18,7	19,1

Tab. 5 Chemické zloženie amfibolov — Martinka

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	39,01	38,92	38,88	40,36	40,38	40,07	40,30	40,19	40,47
TiO ₂	2,46	2,49	2,47	2,63	2,54	2,43	2,50	2,46	2,54
Al ₂ O ₃	14,81	14,60	15,09	14,33	15,28	15,20	15,51	15,01	15,08
FeO ⁺	16,89	16,73	16,88	17,67	17,50	17,72	17,33	17,24	17,81
MnO	0,13	0,13	0,14	0,15	0,14	0,16	0,24	0,21	0,10
MgO	10,18	10,20	10,16	8,93	9,36	9,47	9,43	9,52	9,32
CaO	11,33	11,38	11,39	10,52	10,59	10,70	10,82	10,68	10,79
Na ₂ O	1,84	1,74	1,75	1,27	1,35	1,41	1,52	1,42	1,46
K ₂ O	1,66	1,76	1,85	1,62	1,85	1,75	1,67	1,64	1,60
Suma	98,11	97,95	98,61	97,48	98,99	98,91	99,32	98,37	99,17
Vzorec prepočítaný na 23 kyslíkov									
Si	5,89	5,90	5,86	6,12	6,03	6,00	5,99	6,03	6,03
Al ^{IV}	2,11	2,10	2,14	1,88	1,97	2,00	2,01	1,97	1,97
Al ^{VI}	0,53	0,51	0,54	0,68	0,62	0,68	0,71	0,63	0,62
Ti	0,28	0,28	0,28	0,30	0,29	0,27	0,28	0,28	0,29
Fe ²⁺	2,13	2,12	2,13	2,20	2,18	2,22	2,16	2,16	2,22
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01
Mg	2,29	2,30	2,28	2,02	2,08	2,11	2,09	2,13	2,07
Ca	1,83	1,85	1,84	1,71	1,69	1,72	1,72	1,72	1,72
Na	0,54	0,51	0,51	0,37	0,39	0,41	0,44	0,41	0,42
K	0,32	0,34	0,36	0,31	0,35	0,33	0,32	0,31	0,31
Mg/Mg + Fe	0,52	0,52	0,52	0,49	0,49	0,49	0,49	0,50	0,48
Vzorec prepočítaný na 13 katiónov									
Si	5,78	5,79	5,75	6,00	5,90	5,86	5,87	5,90	5,91
Fe ³⁺	0,86	0,82	0,86	0,88	0,98	1,04	0,92	0,98	0,94
Fe ²⁺	1,23	1,26	1,23	1,32	1,16	1,12	1,19	1,13	1,23
Mg	2,25	2,26	2,24	1,98	2,04	2,07	2,05	2,08	2,03
Mg/Mg + Fe ²⁺	0,64	0,64	0,65	0,60	0,64	0,63	0,63	0,65	0,62

Pri analyzovaní príčin odlišnosti zloženia amfibolov uvedených dvoch výskytov amfibolitov klátovskej skupiny nemôžeme z úvah vylúčiť ani možné rozdiely v intenzite metamorfných procesov v rámci uvedenej litostratigrafickej jednotky.

Diskusia

Pretože obidva výskyty metakarbonátov v horninách klátovskej skupiny sú priestorovo a geneticky blízke, ich genézu a širšie súvislosti diskutujeme spoločne.

— Niekoľkonásobne potvrdená prítomnosť lavíc karbonátov v horninovej sekvencii klátovskej skupiny (J. SPIŠIAK et al. 1985) indikuje jej vznik v plytko-

vodnejších podmienkach ako je hĺbka karbonátovej kompenzácie (CCD). Na základe kvantitatívnych vzťahov základných litofácií klátovskej skupiny predpokladáme, že podradnejšie zastúpenie karbonátov v metaklastikách a vulkanoklastikách bazaltových vulkánov je odrazom nie batymetrických podmienok, ale hlavne dôsledkom blízkosti zdroja klastík a vulkanického materiálu. Tieto rýchle zaplňali bazén danej skupiny, takže podmienky pre vznik karbonátov boli priaznivé len lokálne, resp. v krátkom časovom období.

— Študované erlány klátovskej skupiny v svojej súčasnej modifikácii sú produktami najmenej dvoch etáp metamorfózy: 1. etapa prebehla v podmienkach amfibolitovej fácie, kedy z protolitu vhodného zloženia (karbonát + prímes tufového materiálu bazických vulkanitov) vznikla minerálna asociácia granát + klinopyroxén + ďalšie fázy. Počas následných (alpínskych ?) procesov v podmienkach fácie zelených bridlic (resp. hydrotermálna alterácia) došlo k čiastočnej rekryštalizácii pôvodnej minerálnej asociácie (hlavne plagioklasy) na albit + karbonát II. Časový vzťah tejto asociácie voči klinopyroxénom a granátom je daný prenikaním albitu a karbonátu po štiepných trhlinách uvedených fáz.

Časté útržky vulkanického materiálu môžu predstavovať:

1. Vulkanoklasty deponované v prostredí vápnnitého, ešte nelitifikovaného kalu v sedimentačnom prostredí danej jednotky.

2. Vulkanoklasty, ktoré spolu so svojím horninovým okolím prekonali premiestnenie ešte v sedimentačnom bazéne (bahnotoky, turbiditné prúdy, gravitačné sklzy). Pre takúto genézu svedčí výrazne netriedený, veľkou heterogénnosťou klastický vulkanický materiál.

3. Teoreticky je možná aj tektonická dislokácia už metamorfovaných útržkov amfibolitov do kryštalických karbonátov.

— Pri riešení genézy daných zmesných hornín musíme vychádzať z nasledovných zistení: Vulkanoklasty majú veľmi variabilnú veľkosť (od x mm do 10 až 20 cm), tento znak neumožňuje predpokladať diferenciáciu extruzívneho vulkanického materiálu vo vzťahu k jeho zdroju. Často pozorované nepravidelné „zvírenie“ farebne diferencovaných polôh kryštalických vápencov v bezprostrednom okolí väčších fragmentov amfibolitov svedčí pre uplatnenie sa deformácie ešte nelitifikovaného vápnnitého kalu. Pri predpokladanom premiestnení (turbiditné prúdy ?) došlo k „zvíreniu“ textúrnej kresby v sedimente. Uvedené znaky spolu so zistením, že vápnnitý kal bol metamorfovaný spolu s prítomnými vulkanoklastami bazaltov (vznik klinopyroxénov, amfibolov, epidotových minerálov, tmavej sfudy a i. v karbonáte; vznik hnedého amfibolu a strednobázického plagioklasu vo fragmentoch bazaltov) dokumentujú vznik týchto asociácií v jednom procese (za zhodných PTX podmienok).

— Metakarbonáty z obidvoch lokalít boli metamorfované v podmienkach amfibolitovej fácie (svedčí pre to asociácia metamorfných minerálov: klinopyroxén + granát + amfibol a i.). Zhodnú intenzitu metamorfne-rekryštalizačných procesov vykazuje okolné horninové prostredie (ruly, amfibolity, ultramafity) zaradené do klátovskej skupiny.

Záver

1. Prítomnosť karbonatických sedimentov vo vulkanosedimentárnom komplexe klátovskej skupiny poukazuje na jej formovanie v relatívne plytkovodnom prostredí sedimentačného bazénu, t. j. nad úrovňou CCD.

2. Prítomnosť metahyaloklastitov, pôvodne s úlomkami bazaltov, je dôkazom, že aspoň časť terajších amfibolitov klátovskej skupiny vznikla z efuzívneho materiálu (a je teda spolu s rulami normálnou súčasťou pôvodnej stratigrafickej kolónky).

3. Charakter minerálnej asociácie v metamorfovaných karbonatických sedimentoch je odrazom ich metamorfnej rekryštalizácie v podmienkach amfibolitovej fácie a následnej superponovanej metamorfózy vo fácii zelených bridlic.

4. Minerálne zloženie metamorfovaných karbonatických sedimentov je ovplyvňované ich pôvodným zložením — čisté variety sa zmenili na kryštalické vápence, variety s malou prímесou materiálu bázičských vulkanitov na kryštalické vápence s aktinolitom, hyaloklastity s úlomkami bazaltov na kryštalické vápence s enklávami amfibolitov, vápenato-ílovité variety na erlány.

5. Zloženie minerálov, resp. rozdiely v zložení klinopyroxénov metahyaloklastitov a erlánov sú odrazom litológie protolitu.

Literatúra

- BAJANÍK, Š — HOVORKA, D. 1981: Amphibolite facies metabasite of the Rakovec group of gemericum (Lower Paleozoic, the Western Carpathians). — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 6, Bratislava, 679—705.
- BAYLISS, P. — BERRY, L. G. — MROSE, M. E. — SABINA, A. P. — SMITH, D. K. 1983: Mineral powder diffraction file. Group data book. — JCPDS, Intern. Centre for Diffract. data, Pennsylvania, 1—1007.
- DIANIŠKA, I. — GREČULA, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. — *Miner. slov.*, 11, 5, Bratislava, 405—427.
- GREČULA, P. — FARYAD, S. W. 1985: Návrh slovenských názvov amfibolov. — *Miner. slov.*, 17, 5, Bratislava, 457—465.
- HOVORKA, D. — MIHALOV, J. — ONDREJKOVIČ, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudňan. — *Miner. slov.*, 11, 6, Bratislava, 481—507.
- HOVORKA, D. — SPIŠIAK, J. 1981: Coexisting garnets and amphiboles in metabasites of Rudňany area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). — *Miner. slov.*, 13, 6, Bratislava, 509—525.
- HOVORKA, D. — IVÁN, P. — SPIŠIAK, J. 1984: Nappe with the amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians — its position, origin and interpretation. — *Miner. slov.*, 16, 1, Bratislava, 73—86.
- HOVORKA, D. — IVÁN, P. — JILEMNICKÁ, L. — SPIŠIAK, J. 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric unit, Inner Western Carpathians). — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, Bratislava, 395—425.
- JAKEŠ, P. — ZOUBEK, J. — ZOUBKOVÁ, J. — FRANKE, W. 1979: Graywackes and metagraywackes of the Teplá-Barrandian Proterozoic area. — *Sbor. geol. Věd., Geol.*, 33, Praha, 83—117.
- KUSÁK, B. — HURNÝ, J. 1981: Stratiformné karbonáty a metasomatické siderity v ložisku Rudňany. — *Miner. slov.*, 13, 5, Bratislava, 441—442.
- LEAKE, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. — *Min. Mag.*, 42, London, 533—563.
- MICHEJEV, V. I. 1957: Rentgenometrickij opredelitel mineralov. — Gosgeoltechizdat, Moskva.

- ROZLOZSNÍK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Dobsina. — Geol. hung., Ser. geol., Budapest, 1—118.
- ROZLOŽNÍK, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. — Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—144.
- SPIŠIAK, J. — HOVORKA, D. 1984: Coexisting biotites and garnets of paragneisses from Rudňany area (Paleozoic, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians). — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 40, Bratislava, 61—78.
- SPIŠIAK, J. — HOVORKA, D. — IVÁN, P. 1985: Klátovská skupina — reprezentant metamorfitov amfiboliteovej fácie vnútorných Západných Karpát. — Geol. Práce, Spr. 82, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 205—220.
- STEJSKAL, J. — VACHTL, J. 1934: Příspěvek k poznání geologických poměrů okolí Dobšíná na Slovensku. Věst. St. geol. Úst., X, Praha.
- STOUT, J. H. 1971: Four coexisting amphiboles from Telemark, Norway. — Amer. Mineralogist, 56, Washington, 212—224.

J. SPIŠIAK — D. HOVORKA — P. IVÁN — L. JILEMNICKÁ

Carbonatic Metasediments of Amphibolite Facies of the Klátov Group (Lower Paleozoic, Gemerikum, West Carpathians)

Resumé

The volcanosedimentary complex of the Gemeric Klátov Group (Paleozoic, Inner West Carpathians) metamorphosed under amphibolite facies conditions contained originally also carbonatic sediment layers a few metres and/or tens of metres thick. The mineral composition of the metamorphosed carbonatic sediments is controlled by their original composition: pure varieties were altered to crystalline limestones, varieties with a small admixture of basic volcanic material to crystalline limestones with amphibole (actinolite), hyaloclastites to crystalline limestones with amphibolite enclaves and calcareous-clayey varieties to erlans. The work also gives the composition study results of clinopyroxenes and garnets from erlans and clinopyroxenes and amphiboles from metahyaloclastites.

Translated by L. Böhmer

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XVI—XX

Tab. XVI

- 1 Erlán zložený z granátu a klinopyroxénu a i., vystupujúci v amfibolitoch klátovskej skupiny (horná a dolná časť obrázku). Lokalita: Langenberg, opustený lom. Skutočná veľkosť.
- 2 Erlán zložený z granátu a klinopyroxénu a i., vystupujúci v amfibolitoch klátovskej skupiny (horná časť obrázku). Lokalita: Langenberg, opustený lom. Zväčš. 1,5 ×.

Tab. XVII

- 1 Diablastická štruktúra erlánu (granát + klinopyroxén). Lokalita: Langenberg, opustený lom. Zväčš. 95 ×, X pol.
- 2 Diablastická, ekvigranulárna štruktúra erlánu (klinopyroxén — klinozoit). Lokalita: Langenberg, opustený lom. Zväčš. 48 ×, X pol.

Tab. XVIII

- 1 Blastéza aktinolit (svetlé stĺpčky) na zrnká klinopyroxénu. Medzipriestory medzi granátmi a klinopyroxénmi sú vyplnené drobnozrnným agregátom kalcitu a albitu. Lokalita: Langenberg, opustený lom. Zväčš. 185 ×, X pol.
- 2 Drobnozrnný agregát kalcit + albit + titanit + klinopyroxén; poloha v erláne. Lokalita: Langenberg, opustený lom. Zväčš. 95 ×, X pol.

Tab. XIX

1 Kryštalický vápenec s enklávami bazaltov. Metamorfované spolu v podmienkach amfibolitovej fácie. Lokalita: jz. svah Martinky. Zväčš. 2,5 ×.

2 Kryštalický vápenec (erlán) s podstatne zastúpeným drobnozrnným extruzívnym materiálom bazaltov a závalkami bazaltov. Metamorfované spolu v podmienkach amfibolitovej fácie. Lokalita: jz. svah Martinky. Zväčš. 2 ×.

Tab. XX

1 Okraj amfibolitovej enklávy v karbonatickej matrix, v ktorej sú prítomné drobné fragmenty metabazaltov. Lokalita: jz. svah Martinky. Zväčš. 30 ×, X pol.

2 Drobné, metamorfne-rekryštalizované fragmenty bazaltu v karbonátoch. Lokalita: jz. svah Martinky. Zväčš. 30 ×. 1 pol.

EVA KAROLUSOVÁ — KAROL KAROLUS — FRANTIŠEK CAŇO

Hydrotermálna mineralizácia v terciérnych neovulkanických komplexoch na južných svahoch Štiavnických vrchov vo vrtoch PKŠ-1 a GK-6

4 obr. v texte; 5 fotogr. tab. (XXI—XXV), anglické resumé

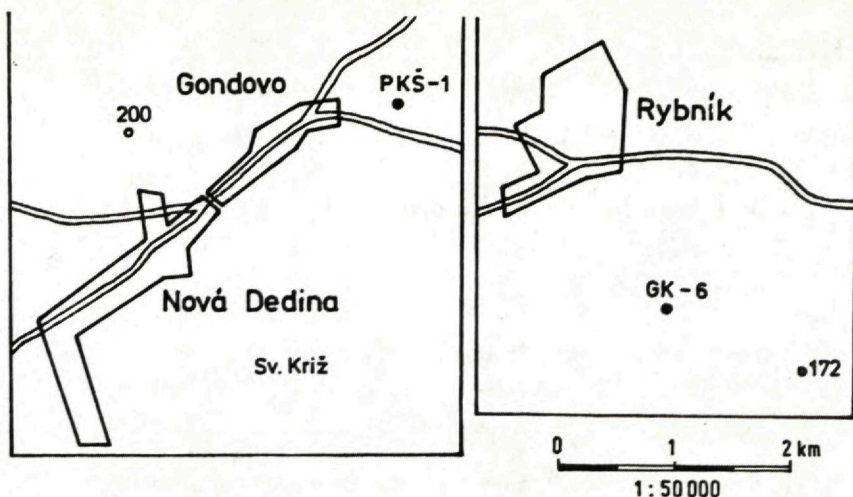
Abstract. Epithermal mineralization predominantly of carbonates and zeolites has been discovered by various laboratory methods in neovolcanic complexes consisting of several andesite types on the southern slopes of the Štiavnické vrchy Mts., in the drillholes PKŠ-1 near the village Gondovo and GK-6 south of Rybník nad Hronom. The mineralization in the GK-6 drillhole is of a different character that may be expressed by the following succession scheme: in the upper part — calcite-cristobalite-chlorite-mordenite and in the lower part dolomite with cristobalite and calcite admixture prevails.

Na geologickej stavbe územia južnej periférie Štiavnických vrchov, orograficky patriacej k Bátovskej kotline, sa podieľajú sedimenty a vulkanity mladšieho terciéru. V širšej oblasti vychádzajú na povrch horniny mezozoika a paleozoika. Na základe doterajších znalostí sa produkty terciérneho vulkanizmu stratigraficky začleňujú do obdobia vrchný bádén — spodný sarmat. Prieskumné práce vo vrtoch PKŠ-1 a GK-6 umožnili sledovať prejavy postvulkanickej hydrotermálnej aktivity rôznych typov andezitov. Zisťovalo sa ich mineralogické zloženie v súvislosti s genetickou a geologickou stavbou širšieho okolia.

Vrt PKŠ-1 (obr. 1) Gondovo zachytil neovulkanický komplex, ktorý leží medzi spodným sedimentárnym a vulkanogénno-sedimentárnym komplexom stredného a vrchného bádénu a sedimentami spodného sarmatu v hĺbkovom intervale 95,5 — 822,4 m (K. KAROLUS et al. 1975). Vrt GK-6, južne od obce Rybník (obr. 1), je situovaný priamo v Bátovskej doline a prechádza cez sedimenty mladšieho terciéru a neovulkanický komplex v rozpätí hĺbky 361 až 1744 m (K. KAROLUS et al. 1971).

Vo vrtoch PKŠ-1 a GK-6 bola v neovulkanických komplexoch zistená nízko-teplotná hydrotermálna mineralizácia, prevažne karbonátová a zeolitová. Metodika štúdiá bola volená tak, aby bolo možné získať informácie i z malého

† RNDr. E. KAROLUSOVÁ, CSc., † K. KAROLUS, CSc., RNDr. F. CAŇO, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

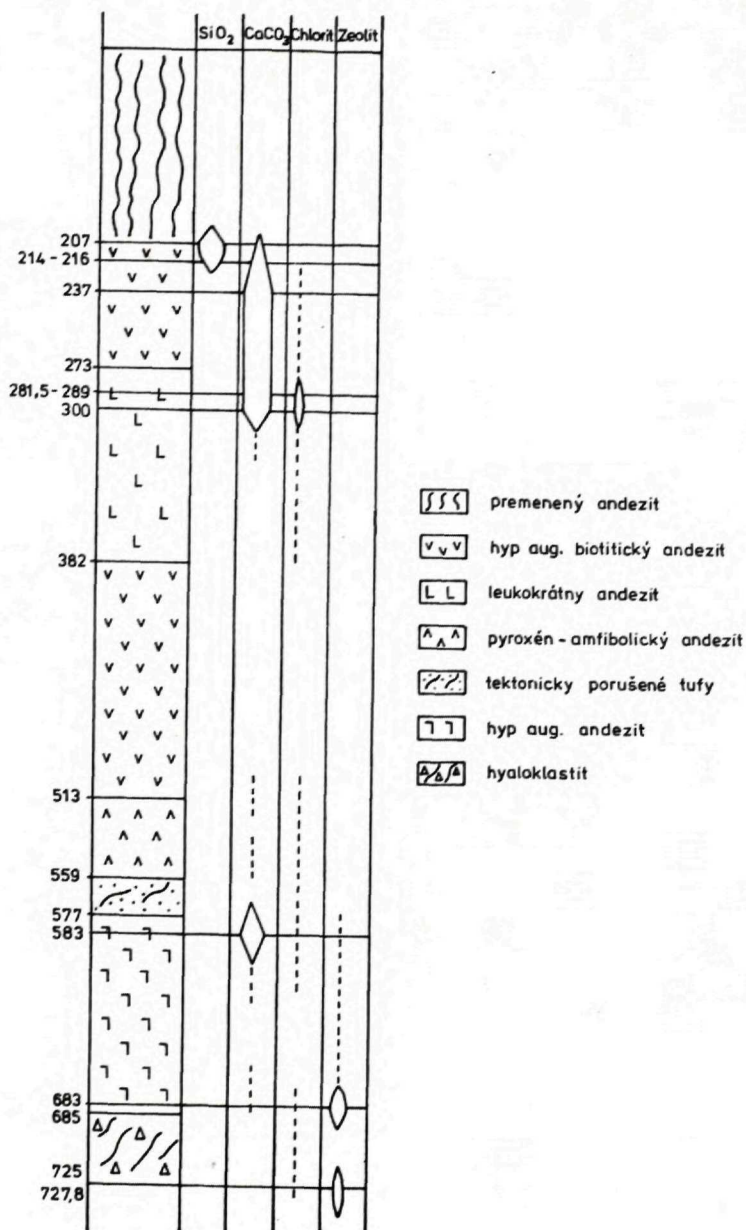


Obr. 1 Vrt PKŠ-1 pri obci Gondovo a vrt GK-6 pri obci Rybník

množstva vzoriek nedeštruktívnou cestou. Týmto požiadavkám v súčasnosti vyhovuje hlavne rtg. difrakcia, DTA, elektrónová mikroskopia, vlnovo-disperzná, prípadne energiovo-disperzná analýza. Pri dostatočnom množstve vzorky bola tiež použitá chemická silikátová analýza.

Hydrotermálna mineralizácia vo vrte PKŠ-1

Horniny neovulkanického komplexu sú vo vrte PKŠ-1 zastúpené andezitmi viacerých petrografických typov (obr. 2), ktoré sú v profile do rôzneho stupňa premenené. Úseky s hydrotermálnou mineralizáciou sa nachádzajú v niekoľkých hĺbkových intervaloch. V hĺbke 207 m v petrograficky bližšie neurčenom premenenom hyperstenicko-augiticko-biotitickom andezite je mineralizácia viazaná na výplň puklín a tvorí ju prevažne kremeň s malým množstvom kalcitu. Niektoré výplne puklín sa neuzavreli a vytvorili geódové tvary s pekne vyvinutými trigonálnymi kryštálmi kremeňa (tab. XXI, mikrograf 3529). Mikrograf zobrazenia v sekundárnych elektrónoch (Secondary Electron Image, ďalej len SEI). Kryštály typické pre α -kremeň, ktorý vzniká pri nízkych teplotách, sú drobné, pod 1 mm. Na trigonálne kryštály kremeňa narastali 6–7 mm veľké ditrigonálno-skalenoedrické tvary kalcitu (tab. XXI, mikr. 3521). Kalcitová výplň pokračuje v tektonicky drvenom a premenenom andezite. V pyroxenickom andezite s biotitom je v 237 m hĺbke 2 cm široká puklina, ktorú vrt zachytil v dĺžke asi 30 cm. Andezit je v tomto úseku zelený, propylitizovaný. Steny puklín v andezite pokrýva tenká pórovitá kôra kalcitu. V jej dutinách sa nachádzajú číre, na seba narastené agregáty kalcitu, ktoré dokazujú, že je tu zastúpených viac generácií kalcitov. Prvá vznikla asi 3–4 mm hrubá kôra,



Obr. 2 Schematický rez vulkanitmi vo vrte PKŠ-1 s vyznačenými úsekmi hydrotermálnej mineralizácie

ktorej vrchná časť je pórovitá (vylúhovaná). V týchto póroch kryštalizovali drobné lesklé romboedrické kalcity. Ako posledné kryštalizovali 2—4 mm veľké kalcity, ktoré puklinu uzavreli.

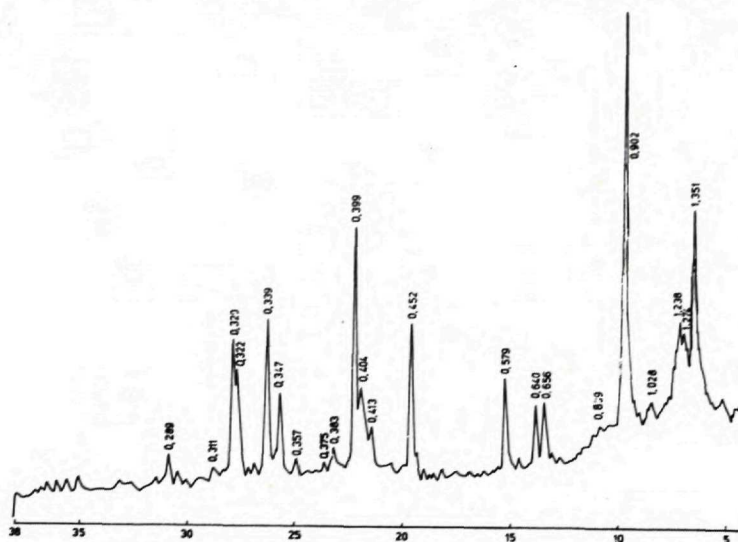
Kalcitová a chloritová mineralizácia sa nachádzajú v leukokrátnych a pyroxenických andezitoch s biotitom v hĺbke 281,5—289 m. Andezit je jemnozrnný, intenzívne pórovitý a brekciovaný, čo je typické pre vrchné časti lávového prúdu. Má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickým vývojom základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria karbonátmi zatláčané plagioklasy a chloritizované hyperstény a augity. Akcesóriou je ryhovaný apatit. Andezitová brekcie, ktorá je tmelená karbonátom, má miestami zelené chloritové povlaky a hrdzavo sfarbené oxidy Fe. Morfológické pozorovania v elektrónovom riadkovacom mikroskope umožňujú vidieť horizontálnu ryhovanosť kalcitov na plochách skalenoédrov (tab. XXI, mikr. 3534 a 3536). Orientácia kalcitov je rôzna (tab. XXI, mikr. 3537). Na mikrografe SEI (tab. XXI, mikr. 3532) vidieť chlority s ich radiálnou stavbou. V hĺbke 287 m je leukokrátny andezit chloritizovaný, brekciovaný. Chloritizácia postihuje pórovité úseky a miestami tiež zatláča základnú hmotu. Pukliny vyplňa kalcit. Podľa meniacich sa podmienok sa ukladal na steny zonálne a vo voľných dutinkách vytvára pologuľovité masy s kryptokryštalickou štruktúrou. Zonálnosť kalcitovej vrstvy dokumentuje kompozícia na mikrografe 1761, urobená metódou odrazených elektrónov (Backscattered Electron Image, ďalej len BEI). Tab. XXII (mikr. 1762) znázorňuje profil v smere A-B cez kompozíciu kalcitov z mikrografu 1761 s vyznačenými bodmi energiovo-disperznej analýzy, ktorej výsledky sú uvedené v tab. 1.

Tab. 1 Chemické zloženie kalcitov

Oxid	Hmot. %			
	Bod 1	Bod 2	Bod 3	Bod 4
MgO	0,36	1,11	0,58	0,53
CaO	51,98	53,81	50,17	51,88
MnO	2,17	0,74	4,10	2,73
Fe ₂ O ₃	0,70	0,37	1,18	0,89
CO ₂ (teoret.)	43,97	43,97	43,97	43,97
suma	100,00	100,00	100,00	100,00

Z chemického zloženia a kompozície kalcitov vyplýva, že v prvej etape kryštalizovali dobre vyvinuté kryštály, ktorých homogenita sa menila v závislosti od obsahu Fe a Mn (bod 1 a 2), v druhej etape kryštalizovala jemnozrnná kalcitová masa s vyšším obsahom Mn a Fe (bod 3) a v tretej etape kryštalizovali opäť dobre vyvinuté kryštály s meniacim sa obsahom Fe a Mn (bod 4).

Prejavy kalcitovej mineralizácie sa nachádzajú ešte v hĺbke 583 m. Pyroxenický andezit tu nadobúda charakter brekciovitej horniny, ktorej úlomky sú oxidované. Trhlinky medzi nimi vyplňa kalcit. Biely, makroskopicky celistvý minerál, nachádzajúci sa v puklinách hyaloklastitov v hĺbke 683,0 m a 728,8 m bol identifikovaný ako zeolit — mordenit; predovšetkým na základe rtg. difrakčnej analýzy a morfológického štúdia v riadkovacom elektrónovom mikrosko-



Obr. 3 Difraktogram mordenitu zo vzorky PKŠ-1 (683 m)

Tab. 2 Chemické silikátové analýzy mordenitov

Oxid	Hmot. %				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	66,26	64,01	64,65	68,80	68,34
Al ₂ O ₃	9,13	12,38	13,10	10,33	10,29
Fe ₂ O ₃	1,11	1,17	0,06	0,13	0,57
TiO ₂	0,16	—	—	0,14	0,03
P ₂ O ₅	0,82	—	—	—	—
MnO	0,04	—	—	—	0,14
CaO	1,73	3,68	2,36	3,51	3,75
MgO	0,87	0,79	0,02	—	0,18
K ₂ O	0,36	1,05	0,83	0,19	—
Na ₂ O	2,63	1,71	4,37	2,94	2,11
H ₂ O	15,79	15,00	14,59	13,99	14,68
suma	98,90	100,32	100,06	100,08	100,09

1 — PKŠ-1 (683 m), Gondovo; 2 — Monte Civillina, Recoaro, Italy (E. PASSAGLIA 1970); 3 — Morden, King's Co., Nova Scotia, Canada (in G. GOTTARDI et al. 1985); 4 — Mschvilisi (T. V. BATIAŠVILI 1972); 5 — Ziereti (T. V. BATIAŠVILI 1972);

pe. Na difraktograme (obr. 3) je okrem reflexov s hodnotami d 1,351, 0,902, 0,656, 0,579, 0,452, 0,399, 0,347, 0,339 a 0,320 nm charakteristických pre mordenit i niekoľko menej intenzívnych reflexov, ktoré patria inej, zatiaľ neidentifikovanej kryštalickej fáze.

Výsledky termického štúdia metódou DTA sa vyznačujú veľkou endotermou pri teplote 150—190 °C s úbytkom vody 12,9 %, čo tiež zodpovedá údajom, ktoré sú uvádzané v literatúre pre mordenit.

Chemickú silikátovú analýzu mordenitu uvádzame v tab. 2, kde porovnáva-me chemické zloženie mordenitu z lokality Gondovo, Monte Civillina, Morden King's Co. a z gruzínskych výskytov Mschvilisi a Ziereti.

Mordenit je zeolit s najvyšším obsahom Si, aký možno v prírode nájsť. Pomer Si/Al je vždy veľmi blízky 5. Obsah K v mordenitoch je obvykle nižší ako Na, aj keď sú známe i opačné pomery. Na základe chemickej analýzy uvedenej v tab. 2 predstavuje skúmaný mordenit vápenato-sodnú varietu.

Z morfológického štúdia v riadkovacom elektrónovom mikroskope na mik-rografoch SEI (tab. XXIII, mikr. 6439 a 6440) už pri malom zväčšení možno pozorovať vlákna a ihlice minerálov, vytvárajúcich lúčovité agregáty. Z detail-ného pohľadu na ukončenie vlákna vidieť, že tvorí dokonale obmedzené kryšta-lografické tvary, patriace do rombickej sústavy (tab. XXIII, mikr. 6432). Na mikr. 6435 (tab. XXIII) je detail neidentifikovanej fázy netypickej pre mordenit, ktorá pri rtg. difrakcii pravdepodobne spôsobila menej intenzívne reflexy.

V niektorých častiach žíl sme našli hojný výskyt sférolitických útvarov (tab. XXIII, mikr. 6438), ktoré sme identifikovali metódou BEI (tab. XXIII, mikr. 1759) s následnou kvalitatívnou analýzou na analyzátore EDAX PV 9100 ako cristobalit (J. E. WELTON 1984).

Podmienky vzniku mineralizácie

Na schematickom profile vulkanického komplexu vo vrte PKŠ-1 (obr. 2) sú vyznačené úseky s hydrotermálnou výplňou puklín. Môžeme ich rozdeliť na úseky podľa prevládajúcich minerálov. Na báze lávového komplexu — hyalo-klastitov sú pukliny s vláknitým minerálom, ktorý sme identifikovali ako zeolit — mordenit.

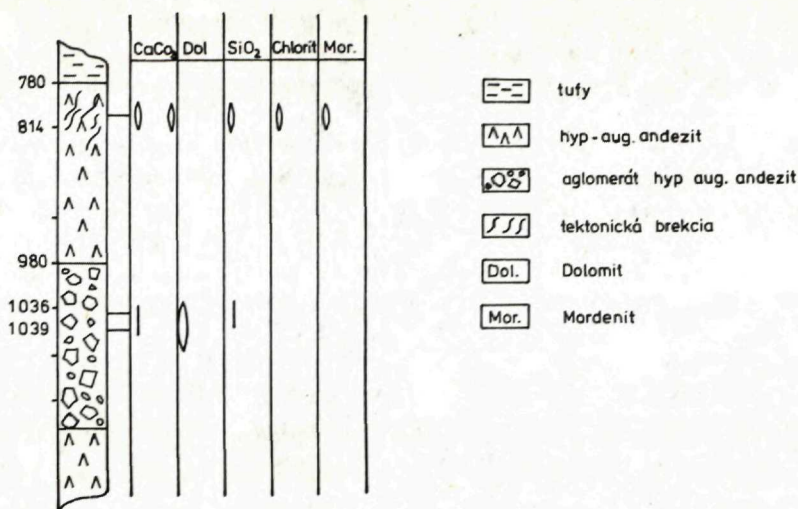
Mordenit sa v prírode vyskytuje v asociácii s rôznymi horninami. Ihlicovité a vláknité agregáty tohto zeolitu ako produkty postvulkanickej hydrotermálnej činnosti sa nachádzajú vo výplni dutín a puklín bazaltov a andezitov. Mordenit vzniká často v rôznych hydrotermálne alterovaných horninách a v aureolách okolorudných premien, sprevádzajúcich niektoré typy rudných ložísk. Jeho výskyt je tiež známy z rôznych sedimentárnych hornín, kde vznikol v procese diagenézy. Zeolitizácia vulkanického skla kyslých vulkanoklastík reprezentova-ná mordenitom je často proces diagenetickej premeny mladých vulkanosedi-mentárnych komplexov (G. GOTTARDI — E. GALLI 1985). E. ŠAMAJOVÁ (1977) študovala mordenity z puklín hydrotermálne zmeneného pyroxenického andezi-tu centrálnej časti Vihorlatu a prikláňa sa k názoru, že mordenit vznikol v dôsledku postvulkanickej hydrotermálnej činnosti.

V prípade minerálnej výplne puklín a dutín vo vulkanických andezitových komplexoch ide o polohu hyaloklastitov, ktoré sú chloritizované a propylitizované. Preto súhlasíme s názorom, že mordenit vznikol postvulkanickou hydrotermálnou činnosťou v súčinnosti s cirkulujúcimi roztokmi, obohatenými o zložky, ktoré sa uvoľňovali pri rozklade vulkanických skiel. Vo vyšších častiach vulkanického lávového komplexu sa mordenit už nevyskytuje. Hydrotermálna činnosť sa tu prejavuje karbonátovou žilkou nerovnomernej mocnosti, ktorej okolie je chloritizované. Najintenzívnejšie prejavy karbonátovej mineralizácie sa prejavili v hornom úseku brekciovitej časti prúdu leukokrátneho andezitu a pyroxenického andezitu s biotitom. Účinkom pulzujúcej cirkulácie hydroterm vznikli zonálne vyvinuté kalcity, ktoré sú na okrajoch lemované radiálnymi chloritmi. Drobné kryštály α -kremeňa vo vyššej časti profilu svedčia o nízkej teplote ich vzniku a súčasne poukazujú aj na intenzívnu alteračnú činnosť roztokov, obohatených o SiO_2 pri mineralizácii. Ako posledné kryštalizovali drobné skalenoédre kalcitu, ktoré ukončili proces hydrotermálnej mineralizácie.

Mineralizácia vo vrte GK-6

V hlbokom štruktúrnom vrte GK-6 pri obci Rybník nad Hronom (obr. 1), v brekciovitých hyperstén-augitických andezitoch a v ich aglomerátoch v hĺbkach 814 m, 1036 m a 1039—1040 m bola zistená hydrotermálna mineralizácia. Pri jej skúmaní bola použitá podobná metodika výskumu ako vo vrte PKŠ-1. Schematický profil vrtu GK-6 je na obr. 4. V úseku 814 m sa nachádza tektonická brekcia pyroxenického andezitu. Pojivom brekcie je celistvý kolomorfný karbonát, na niektorých úsekoch zonálny. Veľmi často sa vyskytujú lúčovité výplne chloritov. Andezit je premenený, femické minerály sú úplne rozložené, karbonatizované a chloritizované, s hrubými obrubami Fe oxidov. Uprostred karbonátov sa vyskytujú aj sférolity cristobalitu. Medzi hojnými akumuláciami Fe oxidov sa zriedkavo objavuje i pyrit.

Morfológiu minerálov sme preštudovali elektrónovým riadkovacím mikroskopom, metódou SEI. Cristobalitové útvary majú polguľovité formy nepatrných rozmerov (tab. XXIV, mikr. 529). Ich povrch je vrstevnatý a usmernené vlákna vytvárajú typickú stavbu cristobalitu (tab. XXIV, mikr. 549). Sukcesne nad cristobalitom sa vyskytujú ľadvinovité nepravidelné tvary, ktoré sa makroskopicky javia ako zelenkastočierne povlaky. Na mikr. 532 a 530 (tab. XXIV) vidno ich povrch a radiálnu vnútornú stavbu. Vyseparovanie týchto povlakov pre ďalšie analytické metódy nebolo možné. Na základe ich morfológie a optických vlastností, ktoré sú rovnaké ako pri chloritoch z vrtu PKŠ-1, ich považujeme za chlority. Ďalším minerálom dutiniek a trhlín je ružovkastobiely vláknitý zeolit. Jeho kvantitatívne zastúpenie v skúmanom hĺbkovom horizonte 814 m je také nízke, že na identifikáciu bolo možné použiť len elektrónový riadkovací mikroskop, metódu SEI. Vlákna zeolitu sa sukcesne nachádzajú nad sférolitmi chloritu (tab. XXIV, mikr. 544), ale narastajú aj na karbonáty (tab. XXIV, mikr. 523). Detailný pohľad na zakončenie vlákien na mikr. 524 (tab. XXV) ako



Obr. 4 Schematický rez vulkanitmi vo vrte GK-6 Rybník s vyznačenými úsekmi hydrotermálnej mineralizácie

aj zhodné morfológické znaky s mordenitom z vrtu PKŠ-1 nás utvrdzujú v domnienke, že skúmaný zeolit je mordenit. Vo výplni dutiniek boli zistené aj drobné klenky kalcitu medzi chloritom a vláknami mordenitu (tab. XXV, mikr. 552 a 539). Ich identifikácia bola tiež potvrdená DTA.

Súhrnne môžeme túto mineralizáciu zoradiť do sukcesnej schémy cristobalit — chlorit — mordenit — kalcit. Takáto kompletná sukcesia je však zachovaná iba v dutinách. V nepravidelných priekoch, šošovkách je najlepšie vyvinutý kalcit s chloritom, mordenit tu tvorí iba nepatrné povlaky. Ďalší úsek mineralizácie vo vrte GK-6 je v aglomerátoch pyroxenického andezitu, v hĺbke 1036 až 1040 m. Nachádza sa tu čiastočne otvorená puklina, vyplnená jemnozrnným svetlohnedým dolomitom (tab. XXV, mikr. 2255). Prítomnosť malého množstva kalcitu bola identifikovaná rtg. difrakciou a DTA.

Na záver môžeme povedať, že mineralizácia vo vrte GK-6 má odlišný charakter. Vrchná časť je kalcit-cristobalit-chlorit-mordenitová, v spodnej časti je vo väčšej miere zastúpený dolomit, s nepatrnou prímесou cristobalitu a kalcitu.

Záver

Rôznymi laboratórnymi metódami, rtg. difrakciou, DTA, chemickou silikátovou analýzou a pozorovaním morfológie v elektrónovom riadkovacom mikroskope, sme študovali hydrotermálne prejavy v andezitových komplexoch v po-

chovaných vulkanitoch, ktoré sprístupnili štruktúrne vrty PKŠ-1 a GK-6. V andezitoch vo vrte PKŠ-1 sme vyčlenili niekoľko úsekov s rôznou minerálnou výplňou žiliek a trhlín. Vo vrchnej časti sú to α -kremene s ditrigonálno-skalenodrickými kryštálmi kalcitu, nižšie úseky sú charakterizované prítomnosťou romboedrických na seba narastených zonálnych kalcitov. V tomto úseku sa sférické chlority vyskytujú na okraji karbonátovej výplne. Mineralogicky sú významné pukliny v hyaloklastitoch, v ktorých sa objavujú povlaky bielych vláknitých minerálov. Na základe výsledkov uvedených analýz sme ich identifikovali ako zeolity — mordenity.

V štruktúrnom vrte GK-6 sa hydrotermálna mineralizácia viaže na hyperstén-augitické andezity a ich aglomeráty. Vyskytuje sa v dvoch úsekoch, v hĺbke 814 m a 1036—1040 m. Oba úseky sa od seba líšia minerálnymi asociáciami. V hĺbke 814 m je sukcesia minerálov charakterizovaná sledom kalcit-cristobalit-chlorit-mordenit-kalcit. Druhý úsek je charakterizovaný prevahou dolomitu s nepatrnou prímесou cristobalitu a kalcitu.

Výsledkom práce je mineralogická charakteristika produktov hydrotermálnej činnosti v andezitoch, ich aglomerátoch a hyaloklastitoch. V uvedených štruktúrnych vrtoch PKŠ-1 a GK-6 je zistená mineralizácia novým poznatkom. Výsledky boli získané novými netradičnými metódami, umožňujúcimi analyzovať mikroobjekty vzorky. Minerálne asociácie vykazujú tendenciu zonálnej distribúcie a ich vznik je spojený s cirkuláciou nízkoteplotných hydrotermálnych roztokov.

Literatúra

- BATIAŠVILI, T. V. 1972: Termografičeskoe issledovanie ceolitov sredneecenovych vulkanogennykh tolšč Gruzii. — Tbilisi, 1—80.
- GOTTARDI, G. — GALLI, E. 1985: Natural zeolites. — Springer-Verlag Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo, 223—233.
- HARRIS, P. G. — BRINDLEY, G. W. 1954: Mordenit as an alteration product of a Pitchstone glass. Amer. Mineralogist, 39, Washington, 819—824.
- KAROLUS, K. — BRESTENSKÁ, E. — PRIECHODSKÁ, Z. — KAROLUSOVÁ, E. — VOZÁR, J. — ŠKVARKA, L. 1971: Spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-6 Rybník v Čajkovskej kotline. — Čiastková záverečná správa, Geofond, Bratislava, 1—140.
- KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. — BRESTENSKÁ, E. — PRIECHODSKÁ, Z. — VOZÁR, J. — ŠKVARKA, L. 1975: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu PKŠ-1 pri Gondove. — Čiastková záverečná správa, Geofond, Bratislava, 1—153.
- PASSAGLIA, E. 1975: The crystal chemistry of mordenite. — Contr. Mineral. Petrology, 50, Berlin—New York, 65—77.
- ŠAMAJOVÁ, E. 1977: Výskyt mordenitu v andezitoch centrálneho Vihorlatu. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 32, Bratislava, 147—157.
- WELTON, J. E. 1984: SEM Petrology Atlas. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, Oklahoma, 14—19.

Hydrothermal Mineralization in Tertiary Neovolcanic Complexes on the Southern Slopes of the Štiavnické vrchy Mts. in the PKŠ-1 and GK-6 Drillholes

Resumé

The neovolcanic complex in the PKŠ-1 Gondovo drillhole lies between the lower sedimentary and volcanogenic-sedimentary complexes of the Middle and Upper Badenian and Upper Sarmatian sediments. The GK-6 drillhole near the village Rybník nad Hronom is situated in the Bátovská kotlina basin and penetrates through the neovolcanic complex and Upper Tertiary sediments. Mineralized stretches in the PKŠ-1 drillhole occur in various types of andesites that are altered to a different degree. The mineralized parts can be divided into stretches according to prevailing minerals ranking quartz-calcite-chlorite-calcite-zeolite. On the basis of the analytical methods employed (DTA, X-ray diffraction, Scanning Electron Microscope), we have identified the zeolite as mordenite. In accordance with other literature we have determined the conditions of the mineralization origin as an epithermal manifestation of zonal pattern. The deep structural drillhole GK-6 revealed a mineralization in brecciated hypersthene-augite andesites and their agglomerates. It has been studied in the same way as that from the PKŠ-1 drillhole. The overall mineralization can be arrayed into the succession scheme cristobalite-chlorite-mordenite-calcite. Parent rock alteration as well as occurrence and succession of crystallization suggest that the mineral are of hydrothermal origin due to the activity of hydrothermal solutions circulating in hollows and fissures.

Translated by L. Böhmer

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXI—XXV

Tab. XXI

- 3529 Mikrograf SEI — trigonálne kryštály α -kremeňa
- 3521 Mikrograf SEI — ditrigonálny — skalenoedrický tvar kalcitu
- 3534 Mikrograf SEI — horizontálna ryhovanosť na vonkajších plochách skalenoédrov kalcitu
- 3536 Mikrograf SEI — horizontálna ryhovanosť na plochách skalenoédrov kalcitu
- 3537 Mikrograf SEI — rôzna orientácia kalcitu
- 3532 Mikrograf SEI — radiálne lúčovitá stavba chloritu

Tab. XXII

- 1762 Mikrograf BEI — detailný pohľad na kompozíciu kalcitu v profile A—B
- 1761 Mikrograf BEI — celkový pohľad na kompozíciu vrstvy kalcitov v profile A—B s vyznačenými bodmi analýzy

Tab. XXIII

- 6439 Mikrograf SEI — celkový pohľad na vláknitý agregát mordenitu
- 6440 Mikrograf SEI — vláknitá stavba mordenitu pri zväčšení 5 000 $\times$
- 6432 Mikrograf SEI — ukončenie vlákna mordenitu
- 6435 Mikrograf SEI — kryštálové tvary neidentifikovanej fázy
- 6438 Mikrograf SEI — sférolitické tvary cristobalitu
- 1759 Mikrograf BEI — kompozícia sférických tvarov cristobalitu a vlákien mordenitu

Tab. XXIV

- 0529 Mikrograf SEI — polguľovité tvary cristobalitu
- 0549 Mikrograf SEI — vrstevnatá stavba cristobalitu s usmernenými vláknami
- 0532 Mikrograf SEI — pohľad na povlaky chloritu
- 0530 Mikrograf SEI — vnútorná lúčovitá stavba chloritu

- 0544 Mikrograf SEI — mordenit, sukcesne sa nachádzajúci nad sférolitmi chloritu
0523 Mikrograf SEI — mordenit narastajúci na karbonáty

Tab. XXV

- 0524 Mikrograf SEI — zakončenie vlákien mordenitu vo vrte GK-6 (814 m)
0552 Mikrograf SEI — celkový pohľad na drobné klence kalcitu, mordenit a chlorit
0539 Mikrograf SEI — detailný pohľad na koexistujúce minerály kalcitu, chloritu, mordenitu a cristobalitu
2248 Mikrograf SEI — jemnozrnný dolomit
2247 Mikrograf SEI — detailný pohľad na jemnozrnný dolomit
2255 Mikrograf SEI — cristobalit narastajúci na kryštálický dolomit

EVA PLANDEROVÁ

Korelácia mikrofloristických asociácií brakickej a sladkovodnej molasy z Bavorska s mikroflórou neogénu centrálnej paratetýdnej oblasti

2 obr. v texte, 10 fotogr. tab. (XXVI—XXXV), anglické resumé

Abstract. The work deals with a palynological research of Neogene sediments of the Bavarian fresh-water and brackish molasse in the Federal Republic of Germany and correlation of sporomorph associations with microfloristic zones in the Paratethyd area. I have ascertained that the sediments are of Ottnangian, Karpatian, Badenian, Sarmatian and Pontian ages. A part of the microflora was of a composition similar to that in Miocene basins of the Paratethyd area, whereas some part of the microflora was correlated with flora development in Western Europe.

From paleoecological viewpoint, we may suppose warm climate — subtropical arider in the Ottnangian-Karpatian, warm subtropical humider climate in the Karpatian, colder climate in the Badenian which corresponds to colder climate in the Paratethys area. On the basis of the flora composition I have determined temperate semiarid climate in the Sarmatian. In the Pontian, the climate was colder, temperate. High-mountain species began to occur mainly since the Badenian, which might have been due to the fact that high mountains formed in this period were covered with forests.

Práca je zameraná na palynostratigrafický výskum neogénnych sedimentov z niekoľkých lokalít Bavorska. Vzorky pochádzajú z brakickej a sladkovodnej molasy z oblasti Kirchbergu až Haimingu medzi Ulmom, Mníchovom a Passau v NSR — čelná predlbeň perialpskej depresie (obr. 1). Cieľom palynologického výskumu bolo nielen zistenie veku sedimentov bavorskej molasy koreláciou s mikrofloristickými zónami v paratetýdnej oblasti, ale aj preskúmať paleoekologické odlišnosti dvoch rozdielnych sedimentačných území. Za týmto účelom som spracovala 50 vzoriek, ktoré mi láskavo poskytol H. J. GREGOR, pracovník múzea v Mníchove. Z množstva spracovaných vzoriek som zaznamenala len dvanásť pozitívnych na sporomorfy. Tie boli podkladom pre vekové zaradenie sedimentov.

Relatívna chudobnosť sporomorfných asociácií (vzhľadom na výskyt sporomorf v sedimentoch rovnakého veku v Karpatoch) je zrejme podmienená typom molasovej sedimentácie, prípadne i vzdialenosťou suchej zeme k sedimentačnému priestoru alebo minimálnym zastúpením spoločenstva flóry v období stredného miocénu v skúmanej oblasti.

Litologicky ide o íly, uhoľné íly, šlírové sedimenty a bentonitické íly svetlosivej až tmavosivej farby.



Obr. 1 Mapka korelovaných oblastí

Po laboratórnom spracovaní som určila 136 druhov sporomorf v týchto vzorkách:

E — 475/NS-1	Wochenau	E — 488/P-1	Türkenbach
E — 475/10	Wochenau	E — 481/7	Unterneul
E — 475/7	Kirchberg	E — 477/8	Eberschausen
E — 488/2	Gümpersdorf		Gallenbach
E — 488/9	Heiming		Achldorf
E — 488/10	Hub	P-2	Aubenharn

Vzorka E — 175/NS — 1 Wochenau. Z hľadiska stanovenia sedimentov je dôležité bohaté zastúpenie druhov rodu *Lygodium*, riasy druhu *Botryococcus braunii* KÜTZ., z ihličnatých rastlín som zaznamenala len nepatrný obsah druhov rodu *Pinus*.

Druhovo boli najhojnejšie zastúpené peľové zrná triedy *Angiospermae*, hlavne druhy paliem rodu *Sabal*, *Dicolpopollis calamoides* NAGY, ktorý je rozšírený v otnangu až karpate. Ďalej *Magnopollis gracillixinus* W. KR., rozšírený hlavne v strednom miocéne paratetýdnej oblasti a spodnom až strednom miocéne západnej Európy. Početnejšie sú druhy rodu *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Tricolpopollenites henrici* (R. POT) W. KR. a peľové zrná čelade *Oleaceae*, ktoré sa vyskytujú najmä v spodnom až strednom miocéne. Výskyt peľových zŕn čelade *Sapotaceae* z miocénnych sedimentov je najväčší v otnangu. Vo vzorke sa vyskytli aj planktonické formy, patriace do skupiny cystovitých, resp. k rodu *Ovoidites*. Mikroflóra poukazuje na teplú subtropickú klímu, akú sme zaznamenali v spodnom otnangu a v karpate paratetýdnej oblasti.

Podobnú mikroflóru sme zistili aj vo vzorke E—488/P-1 Türkenbach, v ktorej z výtrusných rastlín prevláda druh *Botryococcus braunii* KÜTZ. Z triedy *Angiospermae* som určila *Sparganiaceae*, *Magnolipollis gracillixinus* W. KR. a iné. V skúmanom materiáli chýba zložka peľových zŕn čelade *Sapotaceae*, ktorá sa vo vzorke E—475/Ns-1 bohato vyskytovala. Inak považujem charakter sporopeľových asociácií za podobný.

Vzorky E—475/10 Wochenau, E—475/7 Kirchberg sú z brakickej molasy šlírového charakteru. Typickým javom týchto sporomorfných asociácií sú nízke obsahy výtrusných spór a druhov čeľade *Pinaceae*. Vo vzorke E-475/7 je značný počet druhov rodu *Sequoia* a z triedy *Angiospermae* prevládajú druhy čeľade *Cyperaceae* a *Arecaceae*. Priebežne sú zastúpené druhy rodov *Carya*, *Quercus*, *Castanea*, *Ilex*, *Oleaceae*, *Platanus* a tiež planktonické formy rôznych cyst a rodu *Ovoidites*. Zaznamenala som aj prítomnosť preplavených druhov sporomorf z paleogénu. Podľa zastúpenia druhov môžeme túto mikroflóru považovať za spodnomiocénnu, korelovateľnú hlavne so západoeurópskymi spodnomiocénnymi peľovými spektrami.

Vzorka E—488/9 Heiming obsahovala relatívne chudobné spoločenstvá výtrusných rastlín a okrem zriedkavého výskytu peľových zŕn rodu *Sequoia* ďalšie z ihličnatých drevín určené neboli. Triedu *Angiospermae* reprezentujú početné peľové zrná druhu *Arecipites lusaticus* W. KR (*Arecaceae*) s pomerne úzkym vekovým rozšírením v zóne NG—VIII (W. KRUTZSCH 1970), čo predstavuje spodný miocén v platformnej časti Európy. Stanovila som i pomerne veľké množstvo druhu *Momipites punctatus* (R. POT) NAGY, ktorý zodpovedá druhu rodu *Engelhardtia* (*Engelhardtia* ? *acerifolia*).

V sedimente sa v značnej miere objavujú druhy rodov a čeľadi *Platycarya*, *Alnus*, *Tilia*, *Cupuliferae*, *Castanea*, *Oleaceae*, *Euphorbiaceae*, *Symplocaceae*, *Loranthus*, *Ericaceae*, *Tamaricaceae*, *Platanus* a planktón cystovitého typu. Podľa zloženia sporomorf a porovnania so zastúpením v západnej Európe a paratetýdnej oblasti môžeme považovať skúmané sedimenty za spodnomiocénne (karpat).

Vzorka E-488/10 Hub. Na rozdiel do sporomorfného zloženia v sedimente E-448/9 boli v tejto vzorke bohatšie asociácie spór výtrusných rastlín, ktoré môžeme zaradiť do čeľade *Polypodiaceae*. Umelý druh *Laevigatosporites bisulcatoides* W. KR. sa objavuje v spodnom miocéne západnej Európy a jeho výskyt je uvádzaný len po karpat (podľa W. Krutzscha 1970). Ďalšie druhy čeľade *Polypodiaceae* sa priebežne nachádzajú v celom miocéne, čo má význam pri paleoekologickom zhodnotení sedimentačného prostredia. Ihličnaté rastliny sa vyskytli v sedimente ojedinele druhom *Pinus* typ *silvestris*.

V tejto vzorke som určila peľové zrná triedy *Angiospermae* nasledujúceho zloženia: *Arecipites lusaticus* W. KR. (*Arecaceae-Palmae*), rôzne druhy *Myricaceae*, *Momipites punctatus* (R. POT.), RAATZ, *Engelhardtia* sp., *Castanea*, *Oleaceae*. Početné boli peľové zrná tých druhov čeľade *Myricaceae*, ktoré sa začínajú vyskytovať v paleogéne a sú rozšírené po stredný miocén. Ojedinele som zaznamenala peľové zrná rodu *Alnus*, čeľadi *Leguminosae*, *Euphorbiaceae* a *Symplocaceae*.

Zloženie sporomorf zodpovedá v podstatných znakoch, okrem bohatého výskytu čeľade *Polypodiaceae*, zloženiu vo vzorke E-488/9. Na základe celkového charakteru mikroflóry ho môžeme porovnať so spodnomiocénnymi peľovými spektrami západnej Európy a so zónou MF-3 v paratetýdnej oblasti (E. PLANDEROVÁ 1972).

Vzorka E-477/8 Eberschausen. Asociácia sporomorf má takéto zloženie: Prevládajú spóry výtrusných rastlín čeľade *Polypodiaceae*, zriedkavejšie sú spóry čeľade *Gleicheniaceae*, peľové zrná rodu *Picea* a peľové zrná skupiny druhov, patriacich do rodu *Pinus* typ *Haploxylon* a *Pinus silvestris*. Z triedy *Angiospermae* som stanovila peľové zrná druhov rodu *Magnoliipollis* (*Magnoliaceae*), druhu *Momipites punctatus* druhy rodov *Carya*, *Alnus*, *Ulmus*, *Castanea*, *Rhus*, čeľaď *Oleaceae*, ďalej planktón a preplavené spóry z paleogénu.

Zastúpenie sporomorf je nevýrazné, oproti starším vzorkám som zistila neprítomnosť paliem, ako aj peľových zŕn tropicko-subtropických čeľadí *Sapotaceae*, *Symplocaceae* a *Schizeaceae*. Na základe tohto spoločenstva je možné určiť iba približný vek sedimentu ako bádén až spodný sarmat.

Vzorka E-481/7 Unterneul. Litologicky ide o bentonický sediment. Zloženie sporomorf je takéto: Výtrusné rastliny sú zastúpené len sporadicky spórmi rodu *Lygodium*. Hojnejšie sú zastúpené nahosemenné rastliny druhmi *Ephedripites landenensis* W. KR. a *Ephedripites treplinensis* W. KR. Oba druhy sú časté v spodnom až strednom miocéne. Aj kridlaté peľové zrná ihličnatých rastlín boli percentuálne hojne zastúpené peľami rodu *Podocarpus*, *Pinus* typ *Haploxylon*, ojedinele druhmi rodov *Abies* a *Picea*. Z triedy *Angiospermae* prevažovali peľové zrná druhov rodu *Magnolia*, *Engelhardtia*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Castanea* a *Acacia* a čeľade *Oleaceae*, *Nyssaceae*. Vyskytli sa aj peľové zrná druhov z čeľade *Sapotaceae* a planktón, ktorý poukazuje na brakické prostredie. Na základe zastúpenia sporomorf môžeme korelovať s mikrofloristickou zónou MF-4, čo zodpovedá bádenu, aj keď nie celkom jeho bazálnej časti.

Vzorka E-481/6 Gallenbach. Obsahovala len chudobné spoločenstvo sporomorf. V podstate som zistila len spóry čeľade *Polypodiaceae*, *Dictyophyllidites teupitzensis* subst. *medioris* W. KR., ktorého výskyt sa končí vo vrchnom bádene až na báze sarmatu a rodu *Neogenisporis* (?) *structurius* W. KR., ktorý sa vyskytuje len od sarmatu do mladších útvarov. Z ihličnatých rastlín som zistila sporadické zastúpenie *Ginkgoaceae* a z krytosemenných len *Chenopodiaceae* a preplavené sporomorfy. Podľa veku tohto spoločenstva možno tieto sedimenty zaradiť azda do vrchného miocénu.

Vzorka E-477/8 Achldorf. Sporomorfné asociácie boli chudobné na druhy a rody. Výtrusné rastliny zastupovali iba zriedkavo sa vyskytujúce spóry rodu *Polypodium* a *Botryococcus*. Peľové zrná ihličnatých rastlín mali väčší podiel druhov rodu *Sequoia*. Peľové zrná rodov *Pinus* a *Picea* sa nevyskytli. Z krytosemenných prevládali peľové zrná čeľade *Nympheaceae* (umelý druh *Monogemmites pseudosetarius* W. KR.), *Magnoliaceae*, ojedinele *Engelhardtia* a *Quercus petraea* typ. Objavili sa aj preplavené sporomorfy z paleogénu. Na základe tohto chudobného spoločenstva môžeme konštatovať, že patria už do zóny teplej až mierne subtropickej klímy, ktorú sme zistili v sarmate. Spoločenstvo peľových zŕn rodu *Sequoia* by sme mohli korelovať so sekvojovou zónou v paratetýdnej oblasti, ktorá je datovaná do obdobia vrchného sarmatu. Pritom však máme málo dôkazov na presnejšiu vekovú koreláciu.

Vzorka P-2 Aubenham je zo sladkovodnej molasy (šlír). Sporomorfne asociácie boli kvantitatívne bohaté na spóry čelade *Lycopodiaceae* a *Polypodiaceae*. Prevládali peľové zrná ihličnatých rastlín, hlavne druhov rodu *Tsuga*, *Sciadopitys*, *Cedrus*, *Abies*, *Picea*, *Pinus*. Z krytosemenných boli zastúpené arktoterciérne druhy rodov *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Quercus*, *Aralia*, čelade *Caryophyllaceae*, rodu *Salix*, čelade *Ericaceae*.

Hoci je toto spoločenstvo chudobnejšie na druhy ako naše pliocénne spoločenstvá v sladkovodných panvách, jednoznačne dokazuje pliocénny vek sedimentov.

Diskusia k veku sedimentov

Porovnaním rozšírenia jednotlivých druhov podľa veku na lokalitách molasy v okolí Kirchbergu až Heimingu zisťujeme prevahu ich výskytu v paratetýdnej oblasti:

- a) v otnangu až spodnom karpate
- b) v karpate
- c) v bádene
- d) v sarmate
- e) v ponte až pliocéne

Pre posúdenie veku sedimentov som korelovala zistené asociácie sporomorf s asociáciami paratetýdnej oblasti a údajmi z literatúry platformnej časti Európy (M. KONZÁLOVÁ 1976, H. THIELE — PFEIFFER 1979, W. KRUTZSCH 1961, 1962, 1963, 1967, 1970, 1971). Výsledky skúmania mikroflóry paratetýdnej oblasti Slovenska som korelovala s údajmi (E. PLANDEROVÁ 1978, 1983) južnej časti paratetýdnej oblasti (E. NAGY 1969, 1985).

Pri korelácii mikrofloristických asociácií som zistila lepšie korelačné možnosti v rámci strednej Európy. Určité odlišnosti sú v zložení mikroflóry paratetýdnej oblasti. Existujú však i spoločné znaky, a tie mi umožnili korelovať väčšiu časť asociácií sporomorf.

Určité rozdielnosti v zložení som zistila v zastúpení peľových zŕn paliem. V paratetýdnej oblasti sa peľové zrná paliem vyskytli väčšinou len v spodnom miocéne, kým peľové zrná palmy rodu *Sabal* sú rozšírené až po sarmat. Pestrejšia na druhové asociácie ako paratetýdna oblasť je platformná časť Európy, ktorej spodný miocén je bohatší na peľové zrná paliem, kým peľové zrná čelade *Cyperaceae* sú zase početnejšie v sedimentoch platformnej časti Európy ako v paratetýdnej oblasti. Fakt, že všetky miocénne asociácie sporomorf v paratetýdnej oblasti pochádzajú zo sedimentov datovaných foraminiferami, nanoflorou a ostrakódami, považujem za veľkú výhodu pri korelácii s mikrofloristickými asociáciami kontinentálnych vývojov v strednej Európe ako aj oblasťou molasy. Získali sme takto mikrofloristické asociácie podľa veku zaraditeľné do 11 mikrofloristických zón, ktoré zodpovedajú určitému obdobiu od spodného miocénu po pliocén (E. PLANDEROVÁ 1978, E. PLANDEROVÁ 1989).

Na základe všetkých poznatkov o zmene flóry vplyvom klimatických zmien paratetýdnej oblasti som v bavorskej molase z oblasti Kirchberg a iných lokalít (obr. 1) vyčlenila 5 typov mikroflóry.

1. Za najstaršie považujem sedimenty z lokalít E—475/NS-1 Wochenau a E-488/P-1 Türkenbach. Príznačné je pre ne bohaté zastúpenie spór rodu *Lygodium*, *Botryococcus*, z *Angiospermae* *Platycarya*, *Sapotaceae*, *Magnoliaceae*, *Arecaceae*. Nie je vylúčené, že sedimenty oboch lokalít majú rovnaký vek — vrchný otnang až karpát. V sedimentoch oboch lokalít majú značný percentuálny podiel spóry druhu *Botryococcus braunii*. To by poukazovalo na zhodné klimatické podmienky aj rovnakú salinitu vody. Zaujímavé je, že K. B. BLACKBURN (1977) uvádza častejší výskyt týchto rias v sladkovodnom a len príležitostne v slanom prostredí. Podľa ústnej informácie H. J. GREGORA vzorky pochádzajú z brakickej molasy. Z hľadiska klimatických podmienok nemajú špeciálne nároky na teplotu klímy, lebo sa vyskytujú aj v tropicko-subtropickej i v miernej klíme. Nároky na subtropicko-tropickú klímu prejavujú druhy čeľade *Sapotaceae*, s rozšírením v paratetýdnej oblasti hlavne v spodnom otnangu (resp. vrchnom egenburgu) a karpate; do bádania prechádzajú ojedinele a koncom bádania z našej oblasti ustúpili na juh. Bohaté druhové zastúpenie peľových zrn palieom poukazuje tiež na teplú subtropickú klímu, aká vládla v strednej Európe v otnangu (senzu D. VASS 1979, 1989).

2. K určitej zmene klímy došlo v karpate, kde hlavné spoločenstvá tvoria druhy čeľade *Polypodiaceae*, *Myricaceae*, *Arecaceae*, *Symplocaceae* a rodov *Platycarya*, *Engelhardtia*. Sú to rastliny, ktoré vyžadujú subtropickú klímu. V zložení flóry nadobúdajú prevahu papradovité rastliny, ktoré mohli tvoriť podstatu vlhkomilného listnatého lesa. Nahosemenné rastliny sú zastúpené druhmi rodu *Sequoia*. Do tohto obdobia som zahrnula aj vzorky E-488/9 Heiming a E-488/10 Hub, pritom ale mikroflóra nemá u všetkých vzoriek rovnaké zloženie. Porovnaním s paratetýdnou oblasťou, ako aj s údajmi platformnej časti Európy sedimenty vyššie uvedených lokalít môžeme zaradiť do mikrofloreistickej zóny MF-3 (karpát). Určiť priamu následnosť sedimentov nebolo možné, lebo sú z rôznych lokalít. *Cyperaceae*, ktoré sa vyskytujú vo vzorke E-475/7, vo vzorke E-475/10 nie sú zastúpené. Absenciu palieom som zaznamenala vo vzorke E-475/10 (karpát ?), u ktorej presnejšie určiť vek môžu iné kritériá ako palynologické.

Vzorky E-488/9 Heiming, E-488/10 Hub začleňujem podľa charakteru mikroflóry do karpátu. Tomuto zaradeniu zodpovedá jednak zastúpenie palieom, ako aj druhov čeľade *Myricaceae*, *Engelhardtia* a nízky výskyt arktoterciérnej flóry.

3. Sedimenty vzorky E-481/7 Unterneul patria do obdobia s prevládajúcim spoločenstvom sporomorf rodov a čeľadi *Osmudaceae*, *Pinaceae*, *Ephedra*, *Podocarpus*, *Magnoliaceae*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Castanea*, *Nyssaceae*. Vymenovaná mikroflóra je typická pre báden, aký poznáme z oblasti centrálnej paratetýdy, je ale oveľa chudobnejšia na druhy ako mikroflóra brakických a sladkovodných panví paratetýdnej oblasti.

Výskyt malého množstva druhov so širokým vekovým rozpätím vo vzorke E-477/7 Eberschausen nie je pre určenie ich veku dostatočný.

4. Asociácia sporomorf čeľade *Polypodiaceae*, *Sequoia*, *Nympheaceae*, *Quercus*, *Chenopodiaceae* sa našla vo vzorkách Achldorf a Gallenbach. Vzorka

z Gallenbachu bola veľmi chudobná na sporomorfy, preto je aj jej zatriedenie do sarmatu problematické. Porovnaním peľových spektier paratetýdnej oblasti som vo vzorke z Achldorfu zistila typické spoločenstvo z obdobia konca sarmatu. Pomerne bohatý výskyt peľových zŕn rodu *Sequoia* dáva možnosť korelovať so zónou *Sequoia*, zistenou vo vrchnom sarmate paratetýdnej oblasti. Druh *Monogemmities pseudosetarius* W. KR. (*Nympheaceae*) sa vyskytuje aj v Karpatoch od konca sarmatu, ale hlavne v pliocéne.

5. Najmladšie asociácie sporomorf som zistila vo vzorke P-2 na lokalite Aubenham. Príznačné spoločenstvo sporomorf má takéto rodové a druhové zloženie: *Lycopodium*, *Osmunda*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Abies*, *Picea*, *Pinus silvestris*, *Alnus*, *Ulmus*, *Betula*, *Quercus*.

Veľmi bohaté spoločenstvá sporomorf vrchnej sladkovodnej molasy poukazujú na miernu teplú klímu s optimálnym rozvojom ihličnatých drevín a arktoterciérnych druhov listnatých rastlín typu *Ulmus*, *Betula*, *Quercus*, *Alnus*.

Zloženie rastlín arktoterciérnych druhov ako aj úplný nedostatok tropicko-subtropických rastlín poukazuje na obdobie sedimentácie po ochladení klímy koncom miocénu, pravdepodobne na pontský vek.

Paleoekologické vyhodnotenie

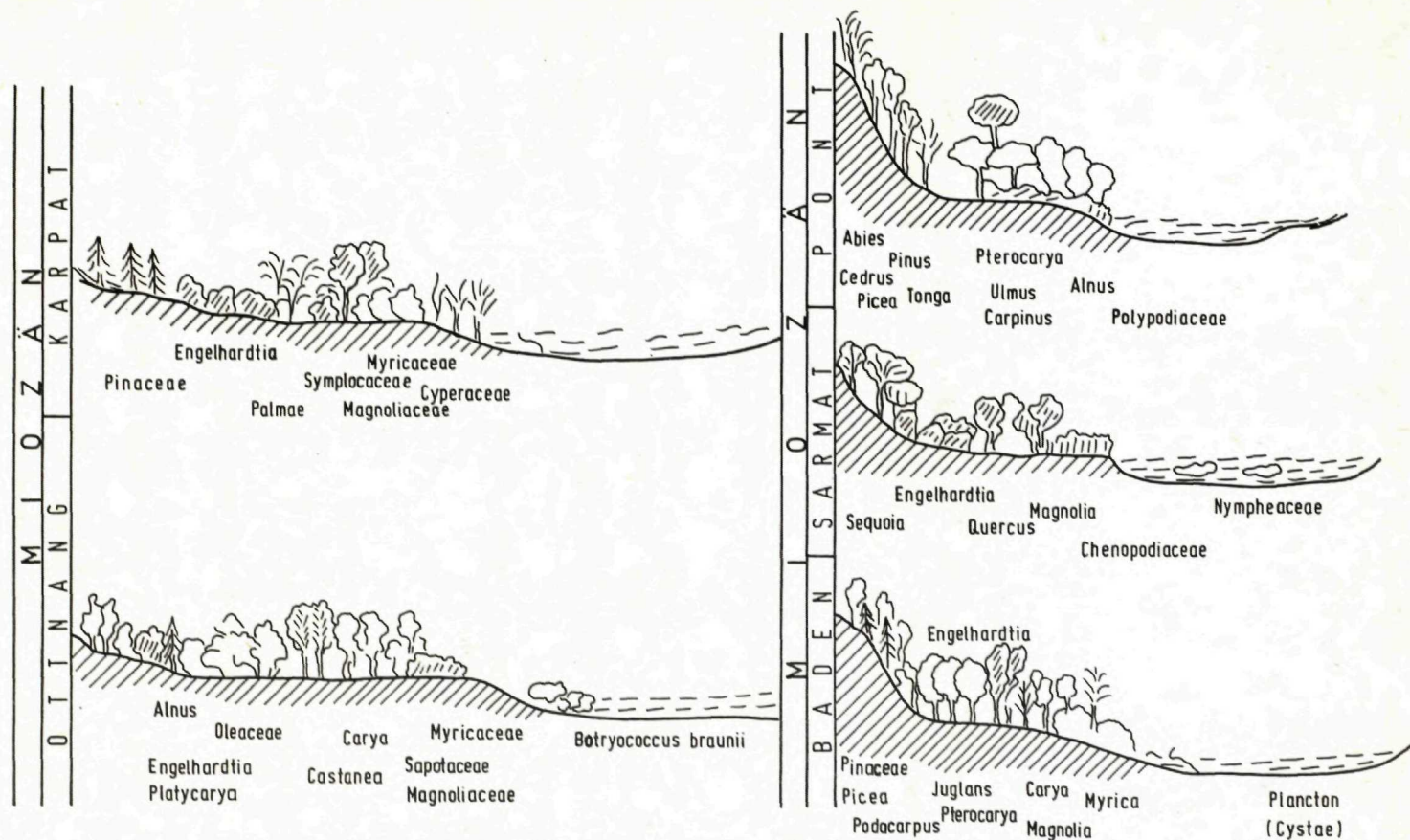
Podľa charakteru mikroflóry sme zaznamenali tento vývoj paleoekologických podmienok (obr. 2).

a) V období otnangu bola klíma teplá — subtropická, suchšia, dôkazom čoho je chudobná papraďovitá vegetácia. V jazerách, ktoré mohli obsahovať aj brakickú vodu, sa rozmohli riasy druhu *Botryococcus braunii*.

Zloženie flóry na suchej zemi má charakter *Sapotaceae* — *Arecaceae* (*Palmae*) — *Ericaceae*. Na vyvýšenom teréne a úbočiach kopcov sú suchomilnejšie kroviny druhov rodu *Engelhardtia* — *Ilex*. Od otnangu v paratetýdnej oblasti sa líši toto spoločenstvo faciálne. V paratetýdnej oblasti boli vyvinuté *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* — *Myricaceae* močiare, ktoré som nezistila v sedimentoch molasy skúmaných lokalít. Nezaznamenala som ani prítomnosť ihličnatých rastlín.

b) V období karpátu som nezaregistrovala podstatne odlišné paleoekologické podmienky. Je však možné, že toto obdobie bolo vlhšie i napriek rovnakej subtropickému klíme, ako bolo v otnangu. Dôkazom vlhkej klímy je variabilnosť papraďovitej vegetácie a machorastov. Svedectvom jazerných alebo riečnych pobrežných porastov sú *Cyperaceae* (E-475/7), rozšírené najmä v Kirchbergu. Niekde sa veľmi rozšírili druhovo rôznorodé *Myricaceae*.

Z peľových zŕn vlhkomilných drevín sú vo vzorkách časté peľové zrná čeľade *Myricaceae* — *Magnoliaceae* a rodu *Carya*. Vo vzorkách z molasy som identifikovala peľové zrná všetkých typov flóry, popísaných M. TEICHMÜLLEROM (1958), ktoré tvorili hlavný porast močiarov typu *Myricaceae* — *Cyrillaceae*, *Sequoia* a boli podstatnou zložkou močiarných porastov dolnorýnskeho uhlia. Porovnaním so schémou postupnosti porastov podľa M. TEICHMÜLLERA (1958) chýba zložka drevín, ktorá charakterizuje močiarnu vegetáciu, t.j. *Taxodiaceae* —



Obr. 2 Názorné zobrazenie zloženia rastlín v okolí sedimentačného prostredia

Nyssaceae. Na suchej zemi okolo jazera som zistila len zástupcov čeľade *Myricaceae* a zriedkavo aj *Symplocaceae* s podrastom papraďorastov. Ďalej od pobrežia bol sekvojový les, ktorý sme zistili hlavne v oblasti Kirchbergu. Druhy rodov *Platycarya*, *Tilia*, *Quercus*, *Engelhardtia*, *Castanea* a peľové zrná z čeľade *Oleaceae* boli zastúpené z pásma lesov. Tieto na vlhkosť nenáročné dreviny rástli na úbočiach kopcov. V bádene nastalo mierne ochladenie klímy, čo malo za následok neprítomnosť tých druhov paliem, ktoré zo spodného miocénu v malom množstve prechádzali aj do stredného miocénu. Vo vrchnom bádene sa však už nevyskytujú. Výtrusné rastliny sú zastúpené len sporadicky. Prvýkrát sa objavujú vysokým percentom peľové zrná konifer aj vysokohorských druhov rodov *Cedrus*, *Abies* a horských druhov rodu *Pinus* a *Picea*. Je možné, že rozvoj ihličnatých rastlín súvisel s vytvorením vysokých vrchov počas vulkanickej činnosti v bádene, ktorá v tom čase postihla strednú Európu a peľové zrná konifer sa dostali aj do západnejších oblastí.

Zloženie vegetácie krytosemenných rastlín bolo takého typu, ktorý nevyžadoval vlhkú klímu. *Myricaceae* ustúpili a prevahu v peľových spektrách tvorili peľové zrná rodov *Magnolia*, *Engelhardtia*, *Pterocarya*, *Castanea*, čeľad' *Leguminosae*. Väčší nástup arktoterciérnej flóry poukazuje tiež na ochladenie klímy. Vysoké percento cystovitých — planktonických foriem, väčšinou sladkovodných, poukazuje na sladkovodnú sedimentáciu.

Obdobie vrchného sarmatu môžeme z paleoekologického hľadiska charakterizovať ako obdobie s miernou, semiaridnou klímou. Rozmanité druhy papradí čeľade *Polypodiaceae* nasvedčujú síce na vlhší substrát, kde tvorili podrast vlhkomilného lesa, no mohli rásť aj pri riekach. Na otvorené vodné prostredie poukazujú peľové zrná *Nymphaeaceae* a výskyt zelenej riasy *Botryococcus braunii* Kütz. Peľové zrná rodu *Sequoia* potvrdzujú existenciu vysokých hôr. Ostatné dreviny boli tvorené väčšinou arktoterciérnymi druhmi rodov *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, ďalej *Quercus*, *Salix*. Klíma bola v porovnaní s centrálnou paratetýdnou oblasťou relatívne chladnejšia.

Peľové zrná z lokality Achldorf boli korodované, zrejme následkom oxidačných účinkov v priebehu sedimentácie, resp. dlhším transportom na miesto sedimentácie.

V období pontu bola klíma mierne chladnejšia. Prevládajú konifery horských aj vysokohorských typov, čo poukazuje na zvýšený a zalesnený vysokohorský terén. Z listnatých rastlín, tvoriacich len menšiu časť spoločenstva, som zistila iba arktoterciérne druhy, ktoré sú bežné vo vrchnomiocénnych a pliocénnych peľových spektrách. Nevyskytli sa žiadne druhy s nárokmi na teplú klímu.

Porovnávajúc paleoklímu neogénu paratetýdnej oblasti z uzavretých preteplených panví a paleoklímu brakickej a sladkovodnej molasy z uvedených lokalít Bavorska, som zistila, že paleoklíma v paratetýdnej oblasti bola teplejšia a vlhšia v období otnangu (senzu D. Vass 1979, 1987) a karpátu, ale relatívne ešte porovnateľná s paleoklímu v oblasti molasy (Kirchberg a iné). V bádene, sarmate a ponte bola paleoklíma chladnejšia, ale aj suchšia než v paratetýdnej oblasti.

Záver

Záverom by som chcela zhrnúť poznatky zistené palynologickým výskumom sedimentov neogénnej brakickej a sladkovodnej molasy z niekoľkých lokalít v Bavorsku.

a) Mikroflóra bola druhovo relatívne chudobnejšia v sedimentoch molasy než v morských, brakických a sladkovodných sedimentoch neogénu paratetýdnej oblasti Slovenska. Líši sa bohatším výskytom peľových zŕn paliem a čelade *Magnoliaceae* v spodnom miocéne, kým v paratetýdnej oblasti boli zastúpené viac *Taxodiaceae*, *Myricaceae*, *Cyrillaceae* porasty.

b) Časť mikroflóry som korelovala aj s mikroflórou paratetýdnej oblasti. Zistila som možnosť zaradenia do mikrofloristickej zóny MF-3—4 (otnang-karpat) vzorky: E-475/NS-1 a E-488/P-1 (?); do MF-4—5 (karpat) vzorky: E-488/9, E-488/10, E-475/7 a E-475/10 (?). Mikroflóru charakterizujú hlavne krytosemenné rastliny typu *Myricaceae*, *Arecaceae*, *Symplocaceae*.

c) Do mikrofloristickej zóny MF-5—6 (báden) som zaradila vzorky E-481/7 a E-477/7 (?). Mikroflóra je charakterizovaná bohatým výskytom peľových zŕn čelade *Abietaceae*, rodu *Ephedra*, čelade *Magnoliaceae*, rodov *Pterocarya*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Castanea*. Táto časť mikroflóry je porovnateľná s mikroflórou báden v paratetýdnej oblasti. Do mikrofloristickej zóny MF-7—8 (sarmat) zaraďujem sedimenty lokalít Achldorf, Gallenbach (?) a vzorku Gumpersdorf (?). Toto obdobie sa vyznačuje chladnejšou klímou a chudobným spoločenstvom, ktoré môžeme korelovať s časťou našej sarmatskej mikroflóry. V paratetýdnej oblasti je však sarmatská mikroflóra druhovo niekoľkonásobne bohatšia a aj celé jej zloženie poukazuje na teplú miernu klímu s optimálnymi podmienkami pre rozvoj močiarov a horskej vegetácie.

d) S mikrofloristickou zónou MF-9—10—11 korelujeme vrchnú sladkovodnú molasu z lokality P-2 Aubenham, ktorá obsahovala veľmi dobre zachované monospoločenstvo konifer. Výtrusné rastliny a *Angiospermae* síce percentuálne prevažovali, ale druhovo boli chudobné. Zrejme sa uplatnila vysokohorská a horská vegetácia. Všetky druhy poukazujú na chladnejšiu miernu klímu.

e) Z peľovej analýzy asi 50-tich vzoriek, z ktorých len 12 bolo pozitívnych na sporomorfy a v nich len 8 poskytlo dostatočné podklady pre vekovú identifikáciu hornín, vyplýva, že podmienky zachovania sporomorf pri molasovej sedimentácii neboli dobré. Preplavené druhy z paleogénu poukazujú na znos paleogénnych sedimentov do neogénnej sedimentačnej panvy.

f) Z hľadiska geomorfologických poznatkov som zistila, že vysokohorské a horské druhy konifer sa začali vyskytovať od báden.

V otnangu a karpate som zaznamenala iba listnaté dreviny, palmy a pobrežné vlhkomilné kry, prípadne jazerné rastliny (*Nymphaeaceae*, *Botryococcus*). Z hľadiska rekonštrukcie sedimentačného priestoru môžeme usudzovať na jazernú, deltovú, riečnu sedimentáciu, plochý a málo zvýšený reliéf v období sedimentácie brakickej molasy a jazernú sedimentáciu, s prítomnosťou zvýšeného reliéfu od báden do pontu. Zmeny v zložení mikroflóry medzi paratetýdnou oblasťou a molasou sú faciálne, ale mohli ich spôsobiť aj odlišné sedimentačné podmienky.

Palynologický výskum sedimentov prispieva jednak k poznaniu vývoja flóry bavorskej molasy, ako aj k porovnaniu vývoja v paratetýdnej oblasti.

Literatúra

- BLACKBURN, K. B. 1977: Botryococcus the Algal ceals, part I—A Reinvestigation of the Alga Botryococcus braunii Kützing. — Palynology, II, Edit. by M. O. Muir and S. A. Sarjant, Stroudsburg Pennsylvania, 382—396.
- KONZALOVÁ, M. 1976: Microbotanical (palynological) research of the lower miocene of Northern Bohemia. — Rozpr. Čes. Akad. Věd, 86, 12, Praha, 1—75.
- KRUTZSCH, W. 1961: Über ephedroiden Pollen im deutschen Tertiär. — Beih. Geol., 32, Berlin.
- KRUTZSCH, W. 1962: Atlas der Mittel und Jungtertiären dispersen Sporen und Pollen — sowie der Microplancton formen des nördlichen Mitteleuropas. — Lief., I, Berlin, 1—108.
- KRUTZSCH, W. 1963: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen — sowie der Microplancton formen des nördlichen Mitteleuropas. — Lief., II, Berlin, 1—141.
- KRUTZSCH, W. 1967: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen — sowie der Microplancton formen des nördlichen Mitteleuropas. — Lief., IV, V, Berlin, 1—232.
- KRUTZSCH, W. 1970: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen — sowie der Microplancton formen des nördlichen Mitteleuropas. — Lief., VII, Berlin, 7—175.
- KRUTZSCH, W. 1971: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollenformen der Microplancton formen des nördlichen Mitteleuropas. — Lief., VI, Jena, 7—175.
- NAGY, E. 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynologiai vizsgálata. — Magy. áll. földt. Intéz. Évk. 52, 2, Budapest, 235—535.
- NAGY, E. 1985: A Magyarországi neogén sporomorphái. — Geol. hung. ser. Paleontol., 47, Budapest, 1—373.
- PLANDEROVÁ, E. 1978: Microflorizones in Neogene of Central Paratethys. — Západ. Karpaty, Sér. Geol., 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—34.
- PLANDEROVÁ, E. in KONEČNÝ, V. — LEXA, J. — PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. — Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—203.
- PLANDEROVÁ, E. 1989: Mikroflora miocénu Západných Karpát (In lit.).
- THIELE — PFEIFFER, H. 1979: Die miozäne Mikroflora aus dem Braunkohlentagebau oder bei Wackersdorf. — Oberpfalz. Inaugural Dissertation zur Erklärung des Doctorgrades, München.
- TEICHMÜLLER, M. 1958: Rekonstruktionen verschiedener Moortypen des Hauptflözes der niederrheinischen Braunkohlen. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 2, Krefeld, 599—612.
- VASS, D. et al. 1987: Revised radiometric time-scale for the Central Paratethyd Neogene. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., vol. LXX, Budapest, 423—444.
- VASS, D. 1989: Litologicko-stratigrafická schéma Rimavskej a Ipsejskej kotliny. (Manuskript).

EVA PLANDEROVÁ

Correlation of Microfloristic Associations of Brackish and Fresh-water Molasse in Bavaria with Neogene Microflora of the Paratethyd Area

Resumé

Palynological research of samples from the Bavarian brackish and fresh-water molasse and correlation with Paratethyd microfloristic zones resulted in the following data:

a) Microflora was specially relatively poorer in molasse sediments than in marine, brackish and fresh-water ones of the Paratethyd Neogene. In the Lower Miocene, the molasse area was richer in palms and Magnoliaceae, whereas the Paratethyd one contained more *Taxodiaceae*, *Myricaceae*, *Cyrtillaceae* growths.

b) Some microflora, however, could have been correlated with that of the Paratethyd area. I have determined that the sample E-475/NS-1 and maybe E-488/P-1 can be assigned into the microfloristic zone MF-3—4 (Ottangian) and the samples E-488/9, E-488/10, E-475/7 and maybe E-475/10 into MF-4—5 (Karpatian). The microflora is characterized mainly by *Angiospermae* of the types *Myricaceae*, *Arecaceae* (Palmae), *Symplocaceae*.

Into the microfloristic zone MF-5—6 (Badenian), I have assigned the sample E-481/7 and with question mark E-477/7. The microflora is characterized by abundant *Abietaceae*, *Ephedra*, *Magnoliaceae*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Castanea* occurrences. This part of the microflora is comparable to the Badenian microflora of the Paratethys area. Into the microfloristic zona MF-7—8 (Sarmatian) I assign sediments of the localities Achldorf and Gallenbach with question mark as well as the sample Gumpersdorf with question mark. As regards the microfloristic comparison, this period is characterized by colder climate and poorer association which can be correlated with some part of Slovak Sarmatian microflora. In the Paratethyd area, however, the Sarmatian microflora is specially much more richer and its overall composition suggests warm temperate climate with optimum conditions for the development of swamps as well as mountain vegetation.

The microfloristic zone MF-9—10—11 may be correlated with the upper fresh-water molasse from the locality P-2 Auenham with contained a very well preserved conifer monoassemblage. The percentage of spore plants and *Angiospermae* occurrences was high, but they were poor specially. High-mountain and mountain vegetations are likely to have been present. All the species indicate colder temperate climate.

Pollen analysis of some 50 samples, of which only 12 were positive for sporomorphs and only 8 yielded data sufficient for age identification of the rocks, suggests that the molasse sedimentation was not favourable for the preservation of sporomorphs. Species redeposited from the Paleogene indicate transport of Paleogene sediments into the Neogene sedimentation basin.

From geomorphological viewpoint, I have found out that high-mountain and mountain conifer species occurred since the Badenian.

In the Ottangian and Karpatian I have discovered only deciduous woody plants, palms and littoral hydrophilous bushes and/or lacustrine plants (*Nymphaeaceae*, *Botryococcus*). As far as sedimentation area reconstruction is concerned, we may suppose lacustrine, delta fluvial sedimentation, flat little elevated relief in the period of brackish molasse and lacustrine sedimentation with the presence of elevated relief from the Badenian to Pontian.

The changes in the microflora composition between the Paratethys and molasse areas are due to the facies as well as different environment.

The palynological research of sediments contributes to the knowledge of flora development in the Bavarian molasse area as well as to the comparison with the development in the Paratethyd area.

Translated by L. Böhmer

Vysvetlivky k fototabulkám XXVI—XXXV

Tab. XXVI otnang — sp. karpát

- 1 *Magnolipollis* sp. E—488/1, Türkenbach
- 2,3 *Botryococcus braunii* KÜTZ. E—488/1, Türkenbach
- 4 *Pinus* typ *haploxylon*, E—488/1, Türkenbach
- 5 *Platycaryapollenites miocaenicus* NAGY E—488/1, Türkenbach
- 6—7 *Sparganiaceapollenites polygonalis* THRG. Türkenbach
- 8 *Dicolpopollis kockeli* Pfl. E—488/1, Türkenbach
- 9 *Magnolipollis gracilixinus* W. KR. E—488/1, Türkenbach
- 10 *Ilexpollenites propinquus* (R. POT.) R. POT., E—477/NS-1
- 11 *Reticulatisporites* sp. (*Lycopodium* sp.), E—477/NS-1
- 12 *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT. TH. PF.) ssp. *oviformis* (*Castanea*, *Castanopsis*), E—477/NS-1
- 13 *Sapotaceoidapollenites obscurus* (PF. TH.) NAGY *Sapotaceae*, (E—477/NS-1)
- 14 *Sparganiaceapollenites polygonalis* THIERG., E—477/NS-1

- 15 *Myricipites rurensis* (PF. TH.) NAGY, E—477/NS-1
- 16 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. POT.) R. POT., E—477/NS-1
- 17 *Sapotaceoidapollenites rotundus* NAGY, E—477/NS-1

Tab. XXVII karpát

- 1 *Cyatheaceae*, E—475/10
- 2—3 *Verrucatosporites balticus major* W. KR., E—488/10
- 4—5 *Laevigatisporites gracilis* WILS. WEB., E—488/10
- 6—7 *Laevigatosporites haardti* (R. POT. VEN. PF. TH.), E—488/10
- 8 *Polypodiaceae*, E—475/7
- 9 *Batrachococcus braunii* KÜTZ, E—488/10
- 10 *Sequoiapollenites polymorphus*, W. KR. E—488/9
- 11 *Pinus typ silvestris*, E—475/10
- 12 *Cyperaceapollenites cf. piriformis* THIELE — PFEIFER, E—475/10
- 13 *Magnolipollis neogenicus* W. KR., E—475/10
- 14 *Sparganiaceapollenites polygonalis* W. KR., E—488/10
- 15—17 *Arecipites lusaticus* W. KR., E—488/9
- 18 *Plankton (Cystae)*

Tab. XXVIII

- 1—3, 6, 10, 13, 15 *Myricipites rurensis* (PF. TH.) NAGY, E—488/9, 10
- 9, 12, 14 *Momipites punctatus* (R. POT.) NAGY, E—488/10
- 7—8 *Alnipollenites verus* R. POT., E—481/7
- 5, 11 *Platycaryapollenites miocaenicus* NAGY, E—488/9
- 16 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. POT.) R. POT., E—488/10
- 22 *Tricolporopollenites microhenrici* (R. POT.) W. KR., E—481/7
- 17—21, 27, 28 *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) W. KR. TH. PF., E—477/5
- 24 *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) TH. PF. ssp. *oviformis*, E—477/NS-1
- 23 *Caryapollenites simplex* (R. POT.) RAATZ, E—477/7
- 25—26 *Salix* sp., E—488/9
- 29 *Tricolporopollenites liblarensis* (R. POT. TH. PF.), E—488/10
- 32—33 *Oleidearumpollenites reticulatus* NAGY, E—488/10
- 30 *Symplocaceae* sp., E—475/7
- 31, 36 *Tricolporopollenites marcodurensis* TH. PF., E—488/10
- 37—38 *Araliaceipollenites edmundi* (R. POT.) R. POT., E—488/10
- 34—35 *Ericipites ericius* (R. POT.) R. POT., E—488/9

Tab. XXIX

- 1 *Polypodiaceoisporites marxhaimensis* (MÜRR. PF.) W. KR., E—477/7
- 2 *Reticulatisporites* sp. (*Lycopodiaceae*), E—488/9
- 3 *Ephedripites landenensis* W. KR., E—477/7
- 4 *Ephedripites treplinensis* W. KR., E—477/7
- 5 *Podocarpidites* sp., E—477/7
- 6—7 *Pinus typ silvestris*, E—477/7
- 8—9 *Pinus typ haploxylon*
- 10 *Pinus* sp.

Tab. XXX

- 1 *Caryapollenites simplex* (R. POT. RAATZ), E—477/7
- 2 *Momipites punctatus* (R. POT.) NAGY, E—477/7
- 3 *Myricipites bituitus* (R. POT.) NAGY, E—488/10
- 4 *Liquidambarpollenites styracifluaeformis* NAGY, E—481/7
- 5 *Liriodendronpollenites samiverrucatus* W. KR., E—481/7
- 6 *Acaciapollenites* sp., E—481/7

- 7—8 *Trapa* sp., E—481/7
- 9—11 *Tricoporopollenites sattveyensis* PF., E—481/7
- 12 *Alangium* sp., E—477/7
- 13 *Alnipollenites verus* R. POT., E—481/7
- 14 *Cyrillaceae* aff. *megaexactus* (R. POT.) R. POT.
- 15 *Oleoidearumpollenites reticulatus* NAGY, E—482/7
- 16 *Chenopodipollenites* sp., Achldorf
- 17—18 *Rhoipites pseudingulum* (R. POT.) R. POT., E—477/7
- 19 *Faguspollenites veus* RAATZ, E—481/7
- 20—21 *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) TH., PF., E—477/7

Tab. XXXI

- 1—2 *Dictyophyllidites teupitzensis* (W. KR.) NAGY *medioris* W. KR., Gallenbach
- 3—4 *Laevigatosporites haardtii* (R. POT. VEN.) PF. TH., Gallenbach
- 5 *Extrapunctatosporites alveolatus* (COUPER) W. KR., Achldorf
- 6—7 *Polypodiaceisporites gracillimus granoverrucatus* W. KR., Gallenbach
- 8—9 *Brandenburgisporites lusatitus* W. KR., Gallenbach
- 10 *Laevigatosporites haardtii* (R. POT. VEN.) *haardtoides* W. KR., Gallenbach
- 11 *Botryococcus braunii* KÜTZ., Achldorf
- 12 *Ginkgo* sp.
- 13 *Pinus silvestris*, Gallenbach
- 14 *Magnolipollis neogenicus neogenicus* W. KR., Achldorf
- 15 *Magnolipollis neogenicus* W. KR. *major* W. KR., Achldorf
- 16 *Monogemmites pseudosetarius* W. KR., Achldorf
- 17 *Porocolpopollenites* sp. Gallenbach (Prepl.)
- 18 *Platycaryapollenites miocaenicus* NAGY, Gallenbach
- 19 *Chenopodipollenites* sp., Gallenbach
- 20 *Tricolporopollenites* cf. *retimuratus* TREV., Gallenbach

Tab. XXXII

- 1 *Diceilaesporites* sp., Aubenham
- 2—3 *Polypodiaceae*, Aubenham
- 4 *Polypodiisporites favus* (R. POT.) R. POT. *magnus* W. KR., Aubenham
- 5 *Tsuga diversifolia*, Aubenham
- 6 *Abies* cf. *alba*, Aubenham
- 7 *Pinus*, typ *silvestris*, Aubenham
- 8 *Pinus*, typ *haploxylon*, Aubenham

Tab. XXXIII

- 1 *Cedrus deodara*, Aubenham
- 2, 6 *Pinus silvestris*, Aubenham
- 3 *Picea* cf. *excelsa*, Aubenham
- 4 *Picea* sp., Aubenham
- 5 *Pinus*, typ *haploxylon*, Aubenham

Tab. XXXIV

- 1 *Polypodiaceae*, Aubenham
- 2 *Picea* sp., Aubenham
- 3—4 *Pinus*, typ *haploxylon*, Aubenham
- 5 *Pinus* sp., Aubenham
- 6 *Pinus*, typ *silvestris*, Aubenham
- 7—8 *Ericipites ericius* (R. POT.) R. POT.
- 9—10 *Araliaceisporites* sp., Aubenham

Tab. XXXV

- 1—2 *Deflandrea* sp., E—477/7
- 3—4 sladkovodný plankton, E—481/7

ONDREJ SAMUEL

Plán činnosti a zloženia Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie

Karpatsko-balkánska geologická asociácia (KBGA) od jej zloženia v roku 1922 prešla dvoma štádiami histórie. Prvé bolo charakterizované silnou snahou o úzku medzinárodnú spoluprácu pri riešení základných problémov geologickej stavby pásmových pohorí Karpát. Spoločné úsilie zainteresovaných krajín vyvrcholilo v I. kongrese asociácie. Prvý kongres v Poľsku v roku 1925 a nasledujúce dva kongresy (Rumunsko 1927, Československo 1931) potvrdili potrebu úzkej spolupráce, pretože na uvedenom kongrese jednotlivé spolupracujúce krajiny predložili nielen existujúce poznatky, ale konfrontovali i trendy výskumov a určili hlavné ciele geologického bádania pre ďalšie obdobia.

Dôsledkom druhej svetovej vojny sa činnosť asociácie prerušila a obnovila sa až v roku 1956. Ďalší kongres sa uskutočnil v ZSSR v roku 1958. Pri tejto príležitosti sa položili nové základy pre druhé štádium vývoja KBGA. Významný bol nárast členských krajín KBGA a rozšírenie jej pôsobnosti v celej oblasti karpatsko-balkánskej sústavy. Po obnovení činnosti sa kongresy pravidelne organizovali v jednotlivých členských krajinách. Do roku 1973 sa pri ich organizovaní vystriedali všetky účastnícke krajiny. Druhé štádium sa vyznačuje špecifikáciou geologických problematik, čo malo priamy vplyv na organizačnú štruktúru kongresov. V súlade so základnými geologickými trendmi boli ustanovené stále komisie (subkomisie). Tieto komisie pracujú permanentne, koordinujú výskumné činnosti medzi spolupracujúcimi krajinami počas medzikongresových zasadnutí. Výsledky výskumov sa predpokladajú na kongresoch a sú publikované v početných kongresových materiáloch.

Význam KBGA je vo vzájomnej výmene poznatkov o stave výskumu v kooperujúcich krajinách a v spoločnom riešení základných problémov. Dôkazom prospešnosti tejto rozsiahlej spolupráce je zostavenie a publikovanie tektonickej mapy KBO (ČSSR) a príprava ďalších máp jednotlivých území, vydanie mapy metamorfizmu (MLR), ďalej mapy absolútneho veku (ZSSR), metalogenetickej (BLR) a paleogeografickej mapy kriedy (PLR) atď.

S potešením môžeme konštatovať, že vstupom Rakúska v roku 1980 a Grécka v roku 1989 sa význam a činnosť KBGA rozšírili na celú strednú Európu.

Činnosť KBGA sa riadi štatútom, ktorý bol prijatý na prvom povojnovom zjazde, usporiadanom v roku 1958 vo Lvove. Podľa štatútu je na čele KBGA prezident, ktorý sa volí na obdobie medzi jednotlivými zjazdami. Prezidentom spravidla býva príslušník štátu, ktorý je usporiadateľom zjazdu.

Najvyšším orgánom je predsedníctvo, skladajúce sa zo štatutárnych zástupcov jednotlivých štátov.

V súčasnom období členskými štátmi KBGA sú: Bulharsko, Československo, Grécko, Juhoslávia, Maďarsko, Poľsko, Rakúsko, Rumunsko a Sovietsky zväz.

Činnosť riadi 10 komisií. Odborným gestorstvom a koordináciou sú poverené tieto štáty:

Bulharsko: hydrogeologická a inžiniersko-geologická komisia;

Československo: tektonická komisia;

Juhoslávia: geofyzikálna komisia, ložisková komisia;

Maďarsko: stratigraficko-paleogeografická a paleontologická komisia;

Rakúsko: komisia pre metamorfizmus;

Rumunsko: komisia geologickej mapy, magmatická komisia;

Poľsko: sedimentologická komisia;

Sovietsky zväz: geochemicko-mineralogická komisia.

Ťažisko činnosti jednotlivých komisií je nasledovné:

Tektonická komisia — hlavná pozornosť je sústredená na zostavenie tektonických máp 1 : 500 000. S týmto zámerom sa pripravujú topografické a geologické podklady pre vzorové listy (Viedeň, Wroclav) podľa jednotnej legendy. Druhou sférou pôsobenia je riešenie problémov príkrovových štruktúr, s cieľom lepšie poznať kinematiku a dynamiku orogénneho procesu.

Stratigraficko-paleogeografická a paleontologická komisia — ťažisko práce spočíva v zostavení litofaciálnych máp rôznych stratigrafických úrovní, preto sa pracuje na jednotnej legende, litostratigrafických a biostratigrafických schémach, ktoré by poskytlí základ pre interregionálnu koreláciu.

Sedimentologická komisia — zameriava sa na zostavenie paleogeografických máp 1 : 1 000 000. Pred ukončením je mapa paleogénu a neogénu a začínajú sa prípravné práce na mapách v úrovni permu až albu, ako aj na monografii o flyši.

Komisia geologickej mapy — zostavuje geologickú mapu z oblasti členských krajín KBGA. Ide o veľmi obťažnú a rozsiahlu prácu. Treba konštatovať, že práce na zostavení spomínanej mapy nemajú žiaduci rytmus.

Geochemicko-mineralogická komisia — v rámci programu boli t. r. ukončené práce pre magmatické a metamorfné horniny, ako aj práce pre regionálnu topografickú mineralógiu. V ďalšej etape sa pristúpi k spracovaniu hesiel pre topografickú mineralógiu karpatsko-balkánskej oblasti.

Komisia pre magmatizmus — hlavným ťažiskom je zostavenie magmaticko-genetickej mapy v mierke 1 : 1 000 000 s vysvetlivkami. Uvedené práce sú pred dokončením.

Komisia pre metamorfizmus — má stanovený len národný program, lebo ako gestora tejto komisie určili v priebehu času Rakúsko. V rámci národného programu sa riešia tri okruhy problémov:

— vývoj metamorfných zón kadomského, hercýnskeho a alpínskeho tektonogénu;

— vývoj metamorfných podmienok strednej a juhovýchodnej Európy;

— genetická interpretácia cudzorodých metamorfitov v geologických jednotkách.

Ložisková komisia — hoci bola ustanovená pred desiatimi rokmi, jej činnosť sa prakticky nezačala. Zrejme je to dôsledok postoja koordinujúceho štátu (Juhoslávia). Na prvom ustanovujúcom zasadnutí (apríl 1988) sa určili iba témy, ktoré by sa mali riešiť v rámci tejto komisie. Deklarovaný program bude predmetom rokovania komisie v roku 1989 z príležitosti 14. zjazdu KBGA v Bulharsku.

Hydrogeologická a inžinierskogeologická komisia — pracuje na konečnej úprave hydrogeologickej mapy 1 : 1 000 000 a pripravuje podklady na monografickú prácu podzemných vôd v karbonátových horninách. V súvislosti so zostavením inžinierskogeologickej mapy spracúva zborník referátov.

Geofyzikálna komisia — jej aktivita úmrtím prof. Prosena poklesla na minimum. Zasadnutie konzília v Krakove (v roku 1987) skončovalo kriticky tento fakt. Súčasne doporučilo prerokovať závažný problém s koordinujúcim štátom — Juhosláviou.

Záverom uvádzame nové zloženie národných zástupcov členských štátov KBGA a jednotlivých komisií a tiež zloženie národných komisií ČSSR.

NÁRODNÍ PREDSTAVITELIA ČLENSKÝCH ŠTÁTOV KBGA

Bulharsko

Prof. dr. M. ŽELJAZKOVA-PANAJOTOVA — Sofia University GGF, Bul. Russkij 15, 1504 SOFIA

Československo

RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc. — Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 BRATISLAVA

Maďarsko

Dr. Gusztav MORVAI — Központi Földtani Hivatal, Iskola utca 19—21, H—1011 BUDAPEST 1

Juhoslávia

Academik Petar STEVANOVIČ — Faculty of Geology and Mining, Kamenicka 6, 11001 BEOGRAD

Poľsko

Prof. dr. hab. Andrzej ŚLĄCZKA — Jagiellonian University Institute of Geological Science, ul. Oleandry 2a, 30—063 KRAKÓW

Rakúsko

Prof. dr. Traugott GATTINGER — Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A—1031 WIEN

Rumunsko

Dr. Mircea SĂNDULESCU — Institutul de Geologie si Geofisica, Str. Caransebeș
Nr. 1, 78344 BUCUREȘTI

ZSSR

Academik N. P. SEMENENKO — IGFM AN USSR, Prosp. Palladina 34, 252
—680 KIJEV 180

ZÁSTUPCOVIA KOMISIÍ ČLENSKÝCH ŠTÁTŮ KBGA

Tektonická komisia

Vedúci (predseda) komisie: Akademik Michal MAHEĽ
Geologický ústav Dionýza Štúra,
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Národní predsedovia komisií:

Bulharsko

Akademička J. KARAGULLEVA — Geologičeskij institut BAN, ul. akad. G.
Bončeva, 1113 Sofia

Maďarsko

Dr. K. BREZSNYÁNSKY — Központi Földtani Hivatal, Iskola u. 19—27, 1251
Budapest PF 22

Juhoslávia

Dr. B. SIKOŠEK, — ul. Michala Gavriloviča 27, 11000 Beograd

Poľsko

Prof. dr. hab. A. ŚLĄCZKA — Jagellonian University Institute of Geological
Science, ul. Oleandry 2a, 30 063 Kraków

Rakúsko

Prof. Dr. A. TOLLMANN — Geol. Institut d. Univ. Wien, Universitätsstrasse 7,
A—1010 Wien

Rumunsko

Dr. M. SĂNDULESCU — Institutul de Geologie si Geofisica, Str. Caransebeș Nr.
1, 78 344 București

ZSSR

Akademik O. S. VIALOV, IGUGGI AN USSR, ul. Naučnaja 3—A, 290047
Lvov 47

Stratigraficko-paleogeografická a paleontologická komisia

Vedúci (predseda) komisie: Dr. Géza CSÁSZÁR
Magyar Állami Földtani Intézet,
Népstadion út 14,
1442 Budapest PF. 108

Národné predsedovia komisie:

Bulharsko

Prof. T. NIKOLOV — Sofijskij universitet, Bul. Ruskij 15, 1504 Sofia

Československo

RNDr. O. SAMUEL, DrSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1,
817 04 Bratislava

Juhoslávia

Prof. dr. R. GRUBIČ — Faculty of Geology and Mining, Kamenicka 6, 11001
Beograd

Poľsko

Prof. dr. hab. J. KOTLARCZYK — Academy of Min. and Metallurgy, Al. Mickie-
wicza 30, 30—059 Kraków

Rakúsko

Prof. dr. H. ZAPFE — Geol. Paläont. Abteilung Naturhistorisches Museum,
Burgring 7, A—1014 Wien

Rumunsko

Dr. L. MORCEL — Institutul de Geologie si Geofysica, Str. Caransebeş Nr. 1,
78344 Bucureşti

ZSSR

Akademik O. S. VIALOV — IGUGGI AN USSR, ul. Naučnaja 3—A, 290047
Lvov

Komisia geologickej mapy

Vedúci (predseda) komisie: Dr. M. SÂNDULESCU,
Institutul de Geologie si Geofysica,
Str. Caransebeş Nr. 1
78 844 Bucureşti

Národné predsedovia komisie:

Bulharsko

St. V. S. S. BOJADZIEV — Geologičeskij institut BAN, ul. Akad. G. Bončev 24,
1113 Sofia

Československo

RNDr. J. VOZÁR , CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1,
817 04 Bratislava

Maďarsko

Prof. Dr. G. HÁMOR — Magyar Állami Földtani Intézet, Népstadion út. 14,
1442 Budapest PF. 106

Juhoslávia

Prof. dr. M. DIMITRIJEVIČ — Faculty of Geology and Mining, Džusina 7, 11001
Beograd

Poľsko

Prof. dr. hab. A. ŚLĄCZKA — Jagiellonian University Institute of Geological
Science, ul. Oleandry 2a, 31—063 Kraków

Rakúsko

Dr. A. MATURA — Geologische Bundesanstalt, Rasumovskygasse 23, 1030
Wien

ZSSR

Dr. L. O. KULCZYCKI — Lvovskij GOS-Universitet, Geologičeskij fakultet, ul.
Ščerbakova 4, 290005 Lvov 5

Sedimentologická komisia

Vedúci (predseda) komisie: Prof. dr. hab. A. ŚLĄCZKA,
Jagiellonian University
Institute of Geological Science,
ul. Oleandry 2a, 30—063 Kraków

Národní predsedovia komisie:

Bulharsko

St. N. S. Ch. CHRÍŠEV — Geologičeskij institut BAN, ul. Akad. G. Bončeva
24, 1113 Sofia

Československo

RNDr. M. ELIÁŠ, CSc. — Ústředný ústav geologický, Malostranské nám. 19,
118 21 Praha 1

Maďarsko

Dr. Á. JÁMBOR — Magyar Állami Földtani Intézet, Népstadion út. 14, 1442
Budapest PF 106

Juhoslávia

Prof. dr. J. OBRADOVIČ — Faculty of Geology and Mining, Studentski Trg,
11001 Beograd

Rakúsko

Prof. dr. P. FAUPL — Geol. Institut d. Univ. Wien, Universitätsstrasse 7, A—1010 Wien

Rumunsko

Dr. N. MIHALLESCU — Institutul de Geologia si Geofisica, Str. Caransebeş Nr. 1, 78—344 Bucureşti

ZSSR

Dr. J. M. AFANASJEVA, — IGFM AN USSR, GSP pr. Palladina 34, 252680 Kijev 180

Dr. P. J. LOZYNIAK — UR. NIGRI MG USSR, pl. Mickiewicza 8, 290601 Lvov

Mineralogicko-geochemická komisia

Vedúci (predseda) komisie: Akademik N. P. ŠČERBAK, dr. N. N. KVASNICA
IGFM AN USSR, GSP pr. Palladina 34
252 680 Kijev 180

Národní predsedovia komisie:

Bulharsko

St. N. S. J. MINČEVA STEFANOVA — Geologičeskij institut BAN, ul. Akad. G. Bončeva 24, 1113 Sofia

Československo

Akademik B. CAMBEL — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

Maďarsko

Prof. dr. J. KISS — Eötvös Lóránd Tudományegyetem Ásványtani Tanszék, Múzeum krt. 4/a, H-1088 Budapest

Juhoslávia

Prof. dr. D. NIKOLIČ — Faculty of Geology and Mining, Studentski Trg. 1101 Beograd

Poľsko

Doc. dr. I. GUCWA, mgr. A. PELCZAR — National Institute of Geology, ul. Skrzatów 1, Kraków

Rakúsko

Prof. dr. E. SCHROLL — Bundesversuchs- u. Forschungsanstalt Arsenal Geotechnische Institut, Arsenal Objekt 214, A—1030 Wien

Rumunsko

Dr. G. UDUBASA — Institutul de Geologie si Geofysica, Str. Caransebeş Nr. 1, 78 344 Bukureşti

Magmatická komisia

Vedúci (predsedovia) komisie: Dr. M. BORCOŞ
Institutul de Geologie si Geofisica,
Str. Caransenes Nr. 1,
78 344 Bucuresti

Národní predsedovia komisie:

Bulharsko

Doc. B. MAVRUDCZIEV — Sofijskij Universitet, Bul. Ruskij 15, 1504 Sofija

Československo

RNDr. V. KONEČNÝ, CSc., — Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina
1, 817 04 Bratislava

Maďarsko

Dr. SZÉKYNE — FUX V. — KLTE, 4010 Debrecen PF 4

Juhoslávia

Akademik S. KARAMATA — Faculty of Geology and Mining, Studentsky Trg,
11001 Beograd

Poľsko

Prof. dr. T. WIESER — National Institute of Geology, ul. Skrzatów 1, 00—360
Kraków

Rakúsko

Prof. dr. V. HÖCK — Inst. f. Geowissenschaften, Univ. Slazburg Abt. Mineralo-
gie-Petrographie, Hellbrunner Strasse 34a, A—5020 Salzburg

ZSSR

Dr. L. G. DANILOVIČ, Dr. V. V. Naumienko — IGFM AN USSR, GSP pr.
Palladina 34, 252680 Kijev

Metamorfná komisia

Vedúci (predseda) komisie: Prof. Dr. W. RICHTER
Inst. f. Petrologie d. Univ. Wien
Dr.-Karl-Lueger-Ring 1
A—1010 Wien

Národní predsedovia komisie:

Bulharsko

St. N. C. E. DIMITROVA — Geologičeskij institut BAN, ul. Akad. G. Bončeva,
1113 Sofia

Československo

RNDr. M. SUK, CSc. — Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

Maďarsko

Dr. P. ÁRKAI — MTA—GKL, Budaörsi út. 43, 1502 Budapest PF 132

Juhoslávia

Akademik S. KARAMATA — Faculty of Geology and Mining, Studentski Trg, 11001 Beograd

Poľsko

Prof. dr. T. WIESER — National Institute of Geology, ul. Skrzatów 1, 31—560 Kraków

Rumunsko

Dr. H. KRÄUTNER — Institutul de Geologie si Geofisica, Str. Caransebeş Nr. 1, 78 344 Bucureşti

ZSSR

Dr. J. DANILOVIČ — IGFM AN USSR, GSP pr. Palladina 34, 252 680 Kijev

Ložisková komisia

Vedúci (predseda) komisie: Prof. Dr. Miloljub PETKOVIČ
Faculty of Geology and Mining
Džušina 7, 11001 Beograd

Národní predsedovia komisie:

Bulharsko

Dr. S. SIMOV — Komitet Geologii, Bul. G. Dimitrov 22, 1000 Sofia

Československo

Prof. RNDr. I. KRAUS, DrSc. — Katedra nerastných surovín PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Maďarsko

Dr. C. BAKSA — OEA, Népköztársaság út. 126, 1406 Budapest PF 34

Poľsko

Prof. dr. hab. CZ. PASZAT — Academy of Min. and Metallurgy, Al. Mickiewicza 30, 30—059 Kraków

Rakúsko

Prof. Dr. E. STUMPFL — Inst. f. Mineralogie u. Paläontologie Montanuniversität Leoben, Franz-Jozef-Strasse 18, A—8700 Leoben

Rumunsko

Dr. L. NEDELCU — Institutul de Geologie si Geofysica, Str. Caransebeş Nr. 1, 78 344 Bukureşti

ZSSR

Dr. S. W. NEČAJEV — IGFM AN USSR, GSP pr. Palladina 34, 252680 Kijev

Geofyzikálna komisia

Vedúci (predseda) komisie: Prof. Dr. Tihomir DRAGAČEVIĆ
Institute for Geophysical Research,
Karadjordjeva 48, 11001 Beograd

Národní predsedovia komisie:

Bulharsko

Prof. I. PIETKOV — Fizičeskij Facultet Sofijskovo Universiteta, Bul. Anton Ivanov 5, 1126 Sofija

Československo

RNDr. Č. TOMEK, CSc. — Geofyzika, š. p., závod, Poděbradská 102, 612 46 Brno 12

Maďarsko

Dr. L. STEGENA — ELTE, Kun Béla tér 2, 1083 Budapest

Polsko

Prof. dr. hab. H. JANKOWSKI, Prof. dr. hab. A. GUTERCH — Polish Academy of Sciences, ul. Pasteura 3, 00—973 Warszawa

Rakúsko

Prof. Dr. P. STEINHAUSER — Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik, Hohe Warte 38, A—1190 Wien

Rumunsko

Dr. M. ULSARION — Institutul de Geologie si Geofisica, Str. Caransebeş Nr. 1, 78 344 Bukureşti

ZSSR

Akademik A. V. CZEKUNOV, dr. N. P. CHAILOVA — Inst. Geofizyki AN USSR, GSP pr. Palladina 32, 252680 Kijev

Komisia hydrogeologická a inžinierskogeologická

Vedúci (predseda) komisie: Prof. Minko SI. MINKOV
Laboratoryja Geotechniki
ul. Akad. Bončeva 24
1113 Sofija

Národní predsedovia komisie:

Československo

Doc. RNDr. R. ONDRÁŠIK, CSc. — Katedra inžinierskej geológie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Maďarsko

Dr. A. RÓNAI — Magyar Állami Földtani Intézet, Népstadion út. 14, 1442 Budapest PF 106

Juhoslávia

Prof. dr. B. FILIPOVIČ — Faculty of Geology and Minins, Džušina 7, 11001 Beograd

Polsko

Doc. dr. D. POPRAWA — National Institute of Geology, ul. Skrzatów 1, 31—560 Kraków

Rakúsko

Prof. Dr. T. GATTINGER — Geologische Bundesanstalt, Rasumovskygasse 23, A—1030 Wien

Rumunsko

Dr. C. CHENCA, dr. G. MOCANU — Institutul de Geologie si Geofisica, Str. Caransebeş Nr. 1, 78 344 Bukureşti

ZSSR

Dr. V. F. KRAJEV, dr. V. M. ŠESTOPALOV — IGN AN USSR, ul. Čkalova 55B, 25 2054 Kijev 54

ZLOŽENIE KOMISIÍ KBGA za ČSSR

Tektonická komisia

Predseda: Akademik Michal MAHEĽ — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 05 Bratislava

Zástupca: Doc. RNDr. Peter REICHWALDER, CSc. — Katedra geológie a paleontológie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Členovia: RNDr. Vladimír BEZÁK — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

RNDr. Pavel ČÍŽEK — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

RNDr. Miroslav MALKOVSKÝ, DrSc. — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

RNDr. Jozef MICHALÍK, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta, 9, 814 73 Bratislava

RNDr. Dušan PLAŠIENKA, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Révová 44, 811 02 Bratislava

RNDr. Pavel SCHOVANEK, CSc. — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

RNDr. Zdeněk STRÁNÍK, CSc. — Ústřední ústav geologický, Leitnerova 22, Brno

Stratigraficko-paleogeografická a paleontologická komisia

Predseda: RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Zástupca: RNDr. Eduard KÖHLER, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

Členovia: RNDr. Jozef MICHALÍK, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
 RNDr. Rudolf MOCK, CSc. — Katedra geologie a paleontológie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
 RNDr. Vlastimil MÜLLER, CSc. — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
 RNDr. Eva PLANDEROVÁ, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 RNDr. Dionýz VASS, DrSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 RNDr. Jaroslav VALEČKA, CSc. — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
 RNDr. Imrich VAŠKOVSKÝ, DrSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Komisia geologickej mapy

Predseda: RNDr. Jozef VOZÁR, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 Zástupca: RNDr. Anton BIELY, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 Členovia: Člen korešpondent SAV Oto FUSÁN, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 Doc. RNDr. Stanislava JACKO, CSc. — Vysoká škola technická, Banícka fakulta, Park J. A. Komenského 15, 043 84 Košice
 RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 RNDr. Ján NEMČOK, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 RNDr. Dionýz VASS, DrSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 RNDr. Imrich VAŠKOVSKÝ, DrSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 Doc. RNDr. Julián ZELMAN, CSc. — Katedra petrografie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Sedimentologická komisia

Predseda: RNDr. Mojmír ELIÁŠ, CSc. — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
 Zástupca: RNDr. Ján NEMČOK, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 Členovia: Doc. RNDr. Vincent ĎUROVIČ, CSc. — Katedra petrografie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
 RNDr. Zdeněk FALC — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
 RNDr. Michal KOVÁČ, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
 Ing. Róbert MARSHALCO, DrSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
 RNDr. Ján MELLO, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

RNDr. Milan POLÁK, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
RNDr. Anna VOZÁROVÁ, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Mineralogicko-geochemická komisia

Predseda: Akademik Bohuslav CAMEL — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
Zástupca: RNDr. Igor ROJKOVIČ, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
Členovia: Prof. Ing. Ján BABČAN, DrSc. — Katedra geochémie a mineralógie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
RNDr. Jozef BEŇKA, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Doc. RNDr. Štefánia DÁVIDOVÁ, CSc. — Katedra geochémie a mineralógie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
RNDr. Rudolf ĎUŠA — Geologický prieskum, š. p., Garbanova 1, 040 11 Košice
RNDr. Marián DYDA, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
Prof. Bohuslav FOJT, DrSc. — Přírodovědecká fakulta UJEP, Kotlářská 2, 611 37 Brno
RNDr. Milan HÁBER, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
RNDr. Jozef HATÁR, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
RNDr. Ján HURNÝ, CSc. — Geologický prieskum, š. p., Markušovská cesta, 052 40 Spišská Nová Ves
RNDr. Ján KRÁL, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
Prof. RNDr. Miroslav KODÉRA, CSc. — Katedra geochémie a mineralógie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
RNDr. Ivan MATULA — Geologický prieskum, š. p., Markušovská cesta, 052 40 Spišská Nová Ves
RNDr. Ján MEDVEĎ, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
RNDr. Igor PETRÍK, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava
RNDr. Ivan REPČOK — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Doc. RNDr. Jozef VESELSKÝ, CSc. — Katedra geochémie a mineralógie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Magmatická komisia

Predseda: RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Zástupca: Doc. RNDr. Dušan HOVORKA, DrSc. — Geologický ústav PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
Členovia: RNDr. Viera HOJSTRIČOVÁ, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
RNDr. Jaroslav LEXA, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
RNDr. Pert JAKEŠ, Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

RNDr. Michal KALIČIAK, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Garbanova 1, 040 11 Košice
 RNDr. Jozef KLOMÍNSKÝ, CSc. — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
 RNDr. Pavel PITOŇÁK — CGV Geologického ústavu SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
 RNDr. Miloslav ŠULGAN — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
 RNDr. Jozef VOZÁR, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Metamorfnná komisia

Predseda: RNDr. Miloš SUK, CSc. — Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 612 46 Brno
 Zástupca: RNDr. Oto MIKO, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 Členovia: RNDr. Igor BROSKA, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Dúbravská cesta 9, 84 73 Bratislava
 Doc. RNDr. Dušan HOVORKA, DrSc. — Geologický ústav PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
 RNDr. Ján SPIŠIAK, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
 RNDr. Eva FEDIUKOVÁ, CSc. — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 11821 Praha 1
 RNDr. Stanislav VRÁNA, CSc. — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Ložisková komisia

Predseda: Prof. RNDr. Ivan KRAUS, DrSc. — Katedra nerastných surovín PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
 Zástupca: RNDr. Miroslava SLAVKAY, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava
 Členovia: Prof. Ing. Miloš BÖHMER, CSc. — Katedra nerastných surovín PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
 RNDr. Milan HÁBER, CSc. — CGV Geologického ústavu SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
 Prof. Ing. Otakar KUMPERA, DrSc. — Vysoká škola báňská, ul. G. Klimenta, 708 33 Ostrava-Poruba
 Prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, DrSc. — Banická fakulta VŠ, Park J. A. Komenského 15, 043 84 Košice
 Ing. Jaroslav ŠTOHL, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
 RNDr. Lubomír KOPECKÝ, jun. — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
 RNDr. Jaroslav VACEK — Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
 Prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc. — Katedra nerastných surovín PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

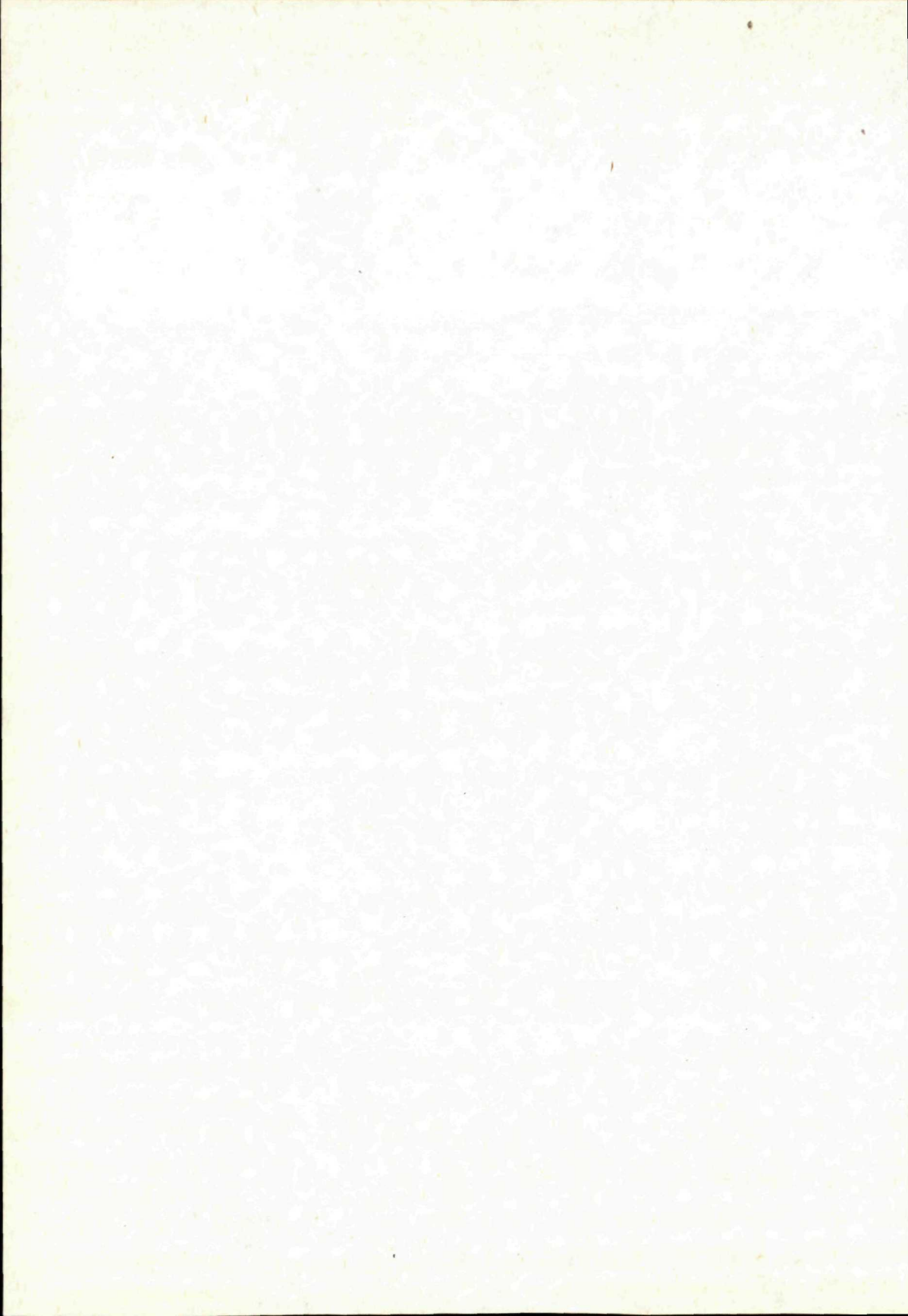
Geofyzikálna komisia

- Predseda: RNDr. Čestmír TOMEK, CSc. — Geofyzika, š. p., závod, Poděbradská 102, 612 46 Brno
Zástupca: RNDr. Miroslav BIELIK, CSc. — Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 5, 842 28 Bratislava
Členovia: RNDr. Oto ORLICKÝ, CSc. — Geofyzika, š. p., závod, Geologická 18, 825 52 Bratislava
Ing. Ján ŠEFARA, CSc. — Geofyzika, š. p., závod, Geologická 18, 825 52 Bratislava

*Hydrogeologická a inžiniersko-geologická komisia**

- Predseda: Doc. RNDr. Rudolf ONDRÁŠIK, CSc. — Katedra inžinierskej geológie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
Zástupca: Ing. Eugen KULLMAN, DrSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
Členovia: Ing. Pavol BUJALKA — Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Rajecská cesta, 010 51 Žilina
RNDr. Vladimír HANZEL, CSc. — Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Doc. RNDr. Jozef MALGOT, CSc. — Katedra geotechniky SVŠT, Radlinského 11, 813 68 Bratislava
Prof. Ing. Milan MATULA, DrSc. — Katedra inžinierskej geológie PFUK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
Ing. Mikuláš INGR — Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Rajecská cesta, 010 51 Žilina
RNDr. Igor MODLITBA — Geologický ústav D. Štúra, Galvaniho 18, 821 04 Bratislava
RNDr. Miroslav RAČICKÝ, CSc. — Slovenský geologický úrad, Prievozská 30, 827 15 Bratislava

* Na XIV. zjazde KBGA v Sofii (1989) bola uvedená komisia rozčlenená na dve subkomisie — inžinierskogeologickú a hydrogeologickú.



Dušan HOVORKA — Ján SPIŠIAK: **Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát**

Veda — vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava 1988, 225 str., 107 obr., 44 tab., 36 fototab., 40,— Kčs

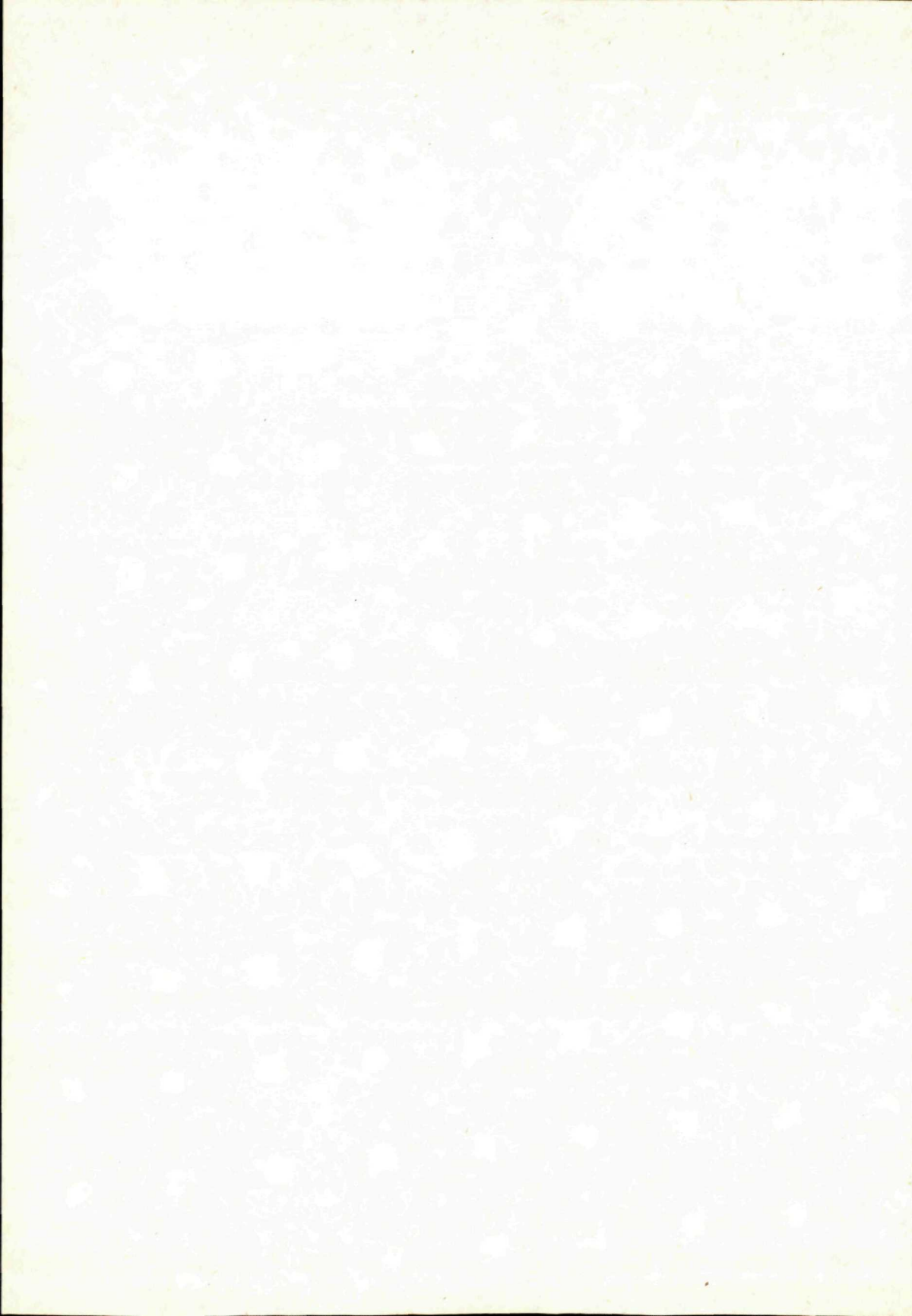
Recenzia

V období prudkého rozmachu najrozličnejších syntéz je cenná každá práca, ktorá prináša množstvo originálnej a utriedenej faktografie. Tohto druhu je aj monografia Doc. RNDr. D. Hovorku, DrSc., a RNDr. J. Spišiaka, CSc., ktorá sa objavila na knižnom trhu začiatkom roka 1988. Autori knihy si postavili za cieľ zhrnúť poznatky o vulkanickej aktivite v mezozoiku Západných Karpát. Aktuálnosť publikácie je daná už tým, že prichádza v období, keď dozrievajú snahy o vypracovanie modelu paleogeografického a geodynamického vývoja Západných Karpát, kde otázka mezozoického vulkanizmu ako ukazovateľa charakteru a vnútornej dynamiky kôrových substrátov nemohla byť pre útržkovitosť informácií naplno zohľadnená. Monografia Dušana Hovorku a Jána Spišiaka vyplnila medzeru práve v tejto oblasti.

Prirodzenou osnovou práce je opis produktov mezozoického vulkanizmu v jednotkách vonkajších, centrálnych a vnútorných Západných Karpát podľa orografických celkov (vrátane výskytov v Poľsku a Maďarsku). Pre každé pohorie (jednotku) je uvedená história poznávania výskytov vulkanických hornín, ich priestorové vzťahy a geologická situácia, dokumentovaná pre každý výskyt prehľadnou mapkou; formy vulkanických telies, predpokladaný alebo biostratigraficky datovaný vek vulkanickej činnosti a látkové zloženie hornín analyzované detailnou petrografickou, mineralogickou a analytickou metodikou. Dodržiavaním tohto postupu dosiahli autori hutný, vecný a prehľadný text jednotlivých kapitol. Ich prednosťou je fakt, že znalosti látkovej analýzy vulkanických hornín, ktoré sa nezriedka v podobných prácach stávajú cieľom samým osebe, sú tu úzko previazané so znalosťami o pomeroch ich vystupovania v okolitom geologickom prostredí, a to až do takej miery, že spĺňajú aj predpoklady na vymedzenie formálnych stratigrafických jednotiek (najnovšie D. Hovorka — J. Spišiak v tlači). V záverečnej kapitole sú vyčlenené vulkanické formácie mezozoika Západných Karpát podľa typu vulkanickej aktivity jednotlivých zón, veku a geotektonických podmienok vzniku magmatických tavenín. Kniha je veľmi účelne a didakticky ilustrovaná a starostlivo redigovaná.

Všetky uvedené prednosti recenzovanej monografie jej vtlačajú punc diela, ktoré sa stane trvalým vkladom západokarpatskej geologickej literatúry. Preto ju možno odporúčať nielen špecialistom, ale aj širokej obci záujemcov o regionálnu geológiu, tektoniku, stratigrafiu, litológiu atď.

Ján Soták



Anna VOZÁROVÁ — Jozef VOZÁR: **Late Paleozoic in West Carpathians**

Veda — Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava 1988. 196 str. angl. a 118 str. slov. textu, 120 obr., 12 grafických príloh, 21 fotogr. tabuliek, cena viaz. 80,—Kčs

Recenzia

Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave zverejnil vo vydavateľskom oprávnení Vedy významné dielo. Jeho autormi sú renomovaní znalci, ktorí venovali objasňovaniu jednotlivých stránok mladšieho paleozoika Západných Karpát v priebehu 20 rokov takmer 200 pôvodných publikovaných článkov a prednášok. Recenzovaná monografia nie je však iba starostlivým súpisom doterajších poznatkov, či už vlastných, alebo citovaných prác, ktoré sa nahromadili o mladšom paleozoiku Západných Karpát, ale zároveň syntetizujúco prerastá do novej kvality poznania o dôležitý prvok, ktorý spája variský vývoj Západných Karpát s ich alpínskou etapou.

Monografické dielo prináša podrobný opis geologickej pozície výskytov mladšieho paleozoika na území Západných Karpát, ich stratigrafiu, litológiu, prejavy synsedimentárneho vulkanizmu, metamorfizmu a výsledky paleomagnetických meraní. Ku charakteristike jednotlivých skupín výskytov mladšieho paleozoika na území Západných Karpát patrí aj analýza zdrojov a pôvodu klastického materiálu, analýza vývoja sedimentačného priestoru a prostredia, ako aj diskusia o geotektonických dôsledkoch vyplývajúcich z vývoja toho-ktorého súvrstvia. Autori opisujú prakticky všetky už dávnejšie známe, ale i nedávno- a novoobjavené výskyt karbónu a permu. Pritom postupujú podľa hlavných tektonických jednotiek interníd Západných Karpát: tatrika, veporika, zemplinika, hronika a gemerika. Kladom a zároveň veľmi sympatickou črtou publikácie je snaha autorov charakterizovať a rozširovať stupeň poznania mladšieho paleozoika, pričom sa opierajú nielen o vlastné poznatky a náhľady, ale aj o názory iných autorov a pokiaľ medzi nimi nájdú i rozpornosti, snažia sa ich riešiť cestou diskusie. Vecnú argumentáciu v texte umocňuje aj bohatstvo ilustrácií v počte 213. Prakticky každý výskyt je zachytený na geologickej mape a v geologickom profile, z ktorých je zrejma jeho geologická pozícia. Základné črty jednotlivých súvrství plasticky približuje množstvo litologických profilov, litostratigrafických schém, koloniiek a tabuliek. K dokresleniu charakteristiky litofácií slúžia tabuľky s výsledkami valúnových, modálnych a chemických analýz, ako aj klasifikačné diagramy, paleomagnetické projekcie a modely bazénov. V prílohe nájdeme 79 fotografických dokumentácií odkryvov.

Vedecké dielo Anny Vozárovej — Jozefa Vozára okrem toho, že prináša enormné množstvo informácií, poskytuje aj ucelené vedecké poznatky v podobe zovšeobecňujúcej charakteristiky mladšieho paleozoika, hlavných jednotiek Západných Karpát a ich vzájomného zrovnávania. Charakteristika jednotiek a ich vyčlenenie sa okrem stratigrafie opiera o dôkladnú valúnovú analýzu, o litologické znaky, a tiež aj o charakter doprevádzajúceho vulkanizmu. Konfrontáciou charakteristiky vývoja mladšieho paleozoika v jednotlivých tektonických jednotkách Západných Karpát sa na jednej strane

zistila značná členitosť predmezozoickej kôry, kým na druhej strane, autormi definované vývoje mladšieho paleozoika, sa stávajú oporou pri vymedzovaní tektonických jednotiek — príkrovov. Táto pomoc sa oceňuje na celom teritóriu interníd, najmä však v úsekoch mimoriadne zložitých, akým je napr. „štiavnický ostrov“, kde sa na relatívne malom území stretávame až s troma osobitnými vývoji karbónu, patriacimi zrejme aj tektonicky rôznym jednotkám.

Dielo manželov Vozárovcov prináša obrovský faktografický materiál, vedecké zovšeobecnenia. Obohacuje nielen západokarpatskú regionálnu geológiu, ale prináša i poznatky dôležité pre programy a úlohy medzinárodnej vedeckotechnickej spolupráce najmä krajín alpsko-karpatskej oblasti. Prichodí nám len privítať toto dielo ako trvalý zdroj informácií, po ktorom často bude siahaf nielen dnešná, ale aj budúca generácia geológov.

Ladislav Rozložník

1. celoštátna paleontologická konferencia

Správa

Paleontologická konferencia v Ružbaňskej Miľave (20. — 24. júna 1988), organizovaná paleontologickou odbornou skupinou Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV v spolupráci s GÚDŠ a ČSVTS GÚDŠ, zavŕšila prvých šesť rokov činnosti paleontologickej odbornej skupiny SGS. Podujatie, na ktorom sa zúčastnilo 63 paleontológov temer zo všetkých geologických ustanovizní ČSSR a dvaja odborníci (E. Trifonova, K. Budurov) z Bulharskej akadémie vied, pozostávalo zo štyroch tematických seminárov a dvojdennej exkurzie.

V otváracom prejave skupiny J. Michalík podal stručný prehľad najdôležitejších výsledkov šesťročnej práce paleontologickej odbornej skupiny, načrtnul hlavné úlohy a zámery pre ďalšiu činnosť a vymedzil problémy sťažujúce riešenie týchto úloh. V úvodnom referáte na tento aspekt nadviazal predseda ÚV SGS O. Samuel a podrobnejšie rozobral problémy rozvoja paleontologického výskumu v Západných Karpatoch.

Prvý seminár bol venovaný problematike triasovej paleontológie. Pozornosť upútal súbor prednášok P. Masaryka, S. Bučka, O. Jendrejákovéj a J. Papšovej venovaných mikrofaciálnym a mikrobiostratigrafickým výskumom asociácií vápnitých rias, foraminifer a konodontov z triasových sekvencií veternického, havranického a jablonického príkrovu Malých Karpát. Problémami fytopaleontologického výskumu triasových uloženín sa zaoberal A. Hlušík (flóra tomanovského súvrstvia) a E. Planderová (palynostratigrafia permských a triasových súvrství). V. Ziegler poukázal na význam nálezov vrchnotriasových serpulid z lokality Hybe a na ich vzťahy k iným európskym serpulidným faunám.

Na jurskom seminári V. Houša uviedol, že územie je stupňom rozpracovanosti, odkrytosťou, vývojom a súvislosťou vrstvových sledov vhodné na riešenie problému biostratigrafie jursko-kriedových hraničných súvrství v celosvetovom rámci. Upozornil na blížiaci sa termín medzinárodného kolokvia k tejto problematike u nás (r. 1992) a vyzval zainteresovaných, aby sa aktívne podieľali na príprave akcie. A. Ondrejčíková a L. Ožvoldová sa zaoberali významom rádiolárových asociácií pre mikrobiostratigrafiu a charakterizovanie vývoja jurského planktónu v Západných Karpatoch. Podobnou problematikou sa zaoberal i V. Borza. J. Soták rozoberal problém príslušnosti globochét ku kokálnym či sifonálnym riasam. Distribúcia liasových amonitov v západokarpatskej časti tetydného priestoru významne prispela k paleogeografickým interpretáciám alpíd. O poznatkoch, z práce projektu 198 IGCP UNESCO referoval jeho vedúci M. Rakús. Paleobiogeografia na základe komplexných (kvalitatívno-quantitatívnych) analytických štúdií asociácií organizmov zrejme ešte zasiahne do riešenia paleogeografických i evolučných problémov. Na poznatkoch o asociáciách jurských brachiopodov to ilustroval J. Michalík.

Tretí seminár bol zameraný na paleontologické a biostratigrafické problémy výskumu kriedových organizmov. O nálezoch foraminifer (imperforátny rod *Pfenderina*) z vápencových obliakov v magurskom flyši hovoril J. Soták. Stratigrafický a paleogeografický význam nálezov aberantných amonitov v Západných Karpatoch zhodnotil Z. Vašíček. V. Ziegler diskutoval o vzťahoch medzi gastropodovými faunami tetydnej a epiplatformnej oblasti Európy. E. Köhler referoval o súčasnom stave a perspektívach výskumu veľkých foraminifer. P. Holec zhrnul informácie o nálezoch stavovcov z mezo-

zoických uloženín Západných Karpát. Na záver seminára P. Straka informoval o náleze spodnokarbónskych konodontov v brusnickej antiklinále Spišsko-gemerského rudohoria.

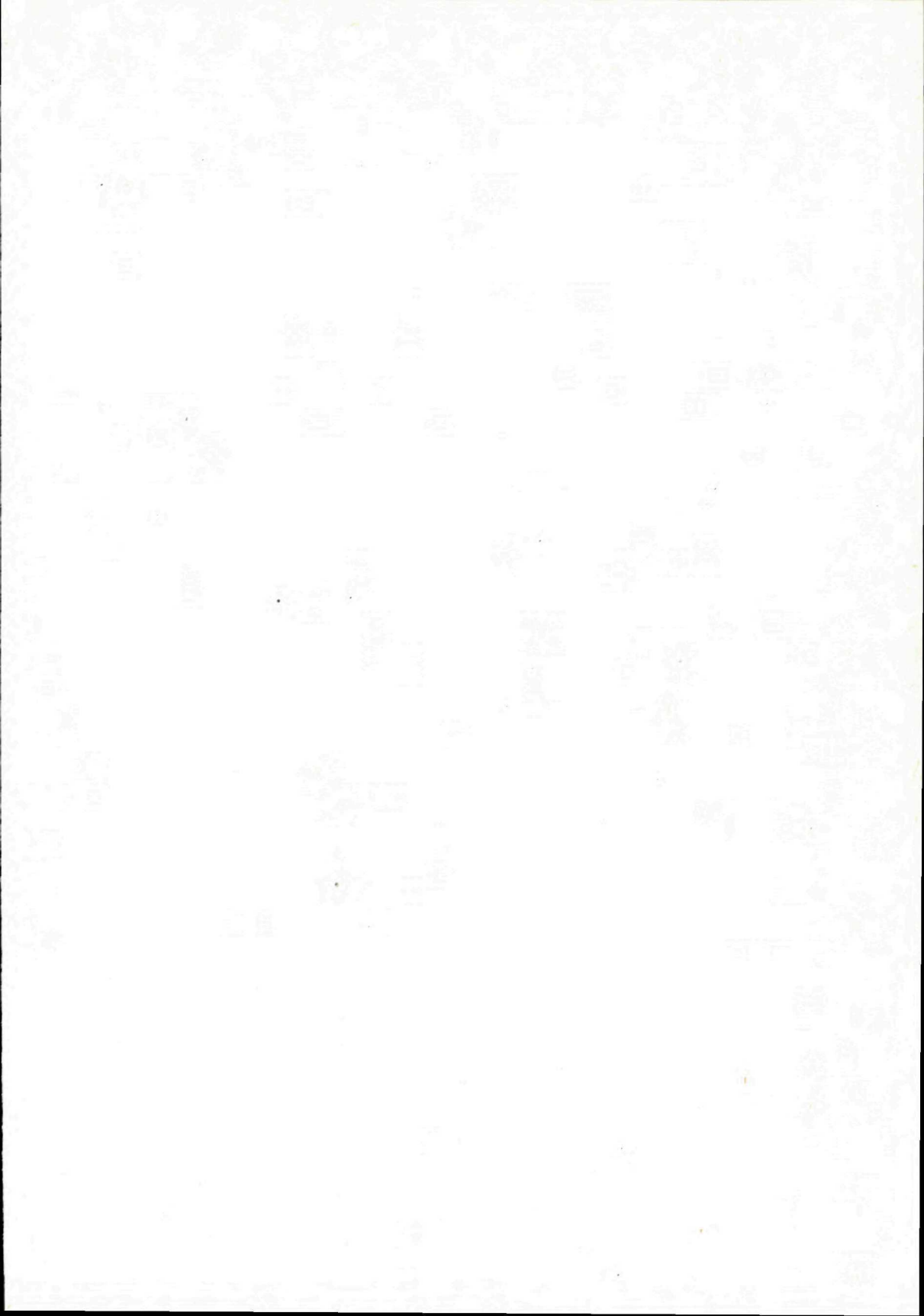
Na seminári k problematike biostratigrafie a paleontológie terciérnych uloženín sa veľká časť prednášok venovala paleobotanickým problémom: Č. Bůžek, P. Čtyroký a J. Zlocha referovali o výskume paleogénnych flór pri Drienovci v Turnianskej kotline, P. Snopková o paleogénnej palynostratigrafii Ľubovnianskej vrchoviny, M. Konzalová o paleogénnej palynostratigrafickej korelácii stredoeurópskej a alpsko-karpatskej oblasti. O paleogénnej nanoflóre zo západokarpatských kotlín hovorila M. Peterčáková, z nersačilskeho a vranovického grabenu L. Švábenická, J. Krhovský a B. Hamršmíd. Terciérnou makroflórou vnútorných kotlín Západných Karpát sa zaoberal V. Sitár. O náleze eocénneho ryncholita z podsliezskej jednotky referoval J. Marek a M. Bubík. K. Šútovská podala biometrické zhodnotenie spoločenstiev oligocénnych planktonických foraminifer. Súčasné problémy chrono- a biostratigrafického členenia paleogénneho útvaru napokon rozobral O. Samuel.

V prvý deň exkurzie sa účastníci zoznámili s desiatimi paleontologickými lokalitami v pieninskom úseku bradlového pásma (Kamenica, Pusté Pole, Údol, Újak, Kremná, Jarabina, Litmanová, Veľký Lipník, Lesnica, sútok Lesnice s Dunajcom), ktoré ilustrovali vývoj spodnojurských až paleogénnych biotopov v bradlovom pásme. V druhý deň si účastníci priblížili biotopy triasovej fauny a flóry v oblasti fatrika a hronika centrálnych Karpát (Kardolína, Važec, Beňkovský potok, Svarín, Podtureň).

V diskusii na záver konferencie sa konštatovalo, že výskum fosilných organizmov ako najobjektívnejšia metóda poznania zákonitostí vývoja a šírenia života na Zemi a najcitlivejšia metóda stanovenia veku sedimentov si zasluhuje primeranejšie miesto v štátnom pláne základného výskumu. Stále citeľnejší nedostatok literatúry a základných informácií treba riešiť zvyšovaním úrovne informácií, zavádzaním moderných informačných systémov a zintenzívnením medzinárodnej spolupráce. Zároveň však treba zabezpečiť výskum najfrekvencovanejších skupín fosilných organizmov domácimi špecialistami, ako i náhradu za odchádzajúcich špecialistov. Aby sa zmiernil nedostatok kapacít, jednotlivé inštitúcie by mali hľadať cesty k spolupráci, zefektívneniu a komplexnosti výskumu. Komplexné spracovávanie národných litostratotypov, stratotypov hraníc a pod. si vyžiada riešiť otázky ochrany typových profilov a paleontologických lokalít. Doba si vynucuje zefektívnenie, modernizáciu a zexaktňovanie práce každého vedca. Záväzná dodržiavanie zoologického, botanického a stratigrafického kódu, presnej terminológie a nomenklatúry sa preto týka každej redakčnej rady, oponentov i autorov. Odovzdávanie typového a faktografického materiálu zo Západných Karpát do zbierok Slovenského národného múzea v Bratislave sa takisto musí stať samozrejmom povinnosťou každého autora. Naliehavou úlohou sa stáva revízia taxónov definovaných na základe západokarpatského materiálu: treba preto hľadať cesty, ako zainteresovaným pracovníkom umožniť prístup ku štúdiu originálov, ktoré boli v minulosti vyvezené z nášho územia a sú deponované v zahraničných zbierkach. Je žiadúce efektívnejšie využívať zahraničné služobné cesty na získavanie nových poznatkov, skúseností, kontaktov, ako aj zverejňovanie úspešných výsledkov a popularizáciu úspechov domáceho paleontologického výskumu. Pozornosť treba venovať príprave komplexných štúdií a popularizačnej aktivite medzi verejnosťou.

Napriek prekážkam sa vo výskume mezozoických a kenozoických organizmov dosiahol za ostatné roky výrazný pokrok. Účastníci konferencie považujú za účelné ustáliť v spolupráci paleontologických odborných skupín ČSMG a SGS dvoj- až trojročný cyklus paleontologických konferencií, zameraných na vyhranené okruhy problémov.

J. Michalík



GEOLOGICKÉ PRÁCE
Správy 90

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave v roku 1989

Vedecký redaktor: RNDr. Miroslava Slavkay, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Jazyková redaktorka: Alena Erdziaková

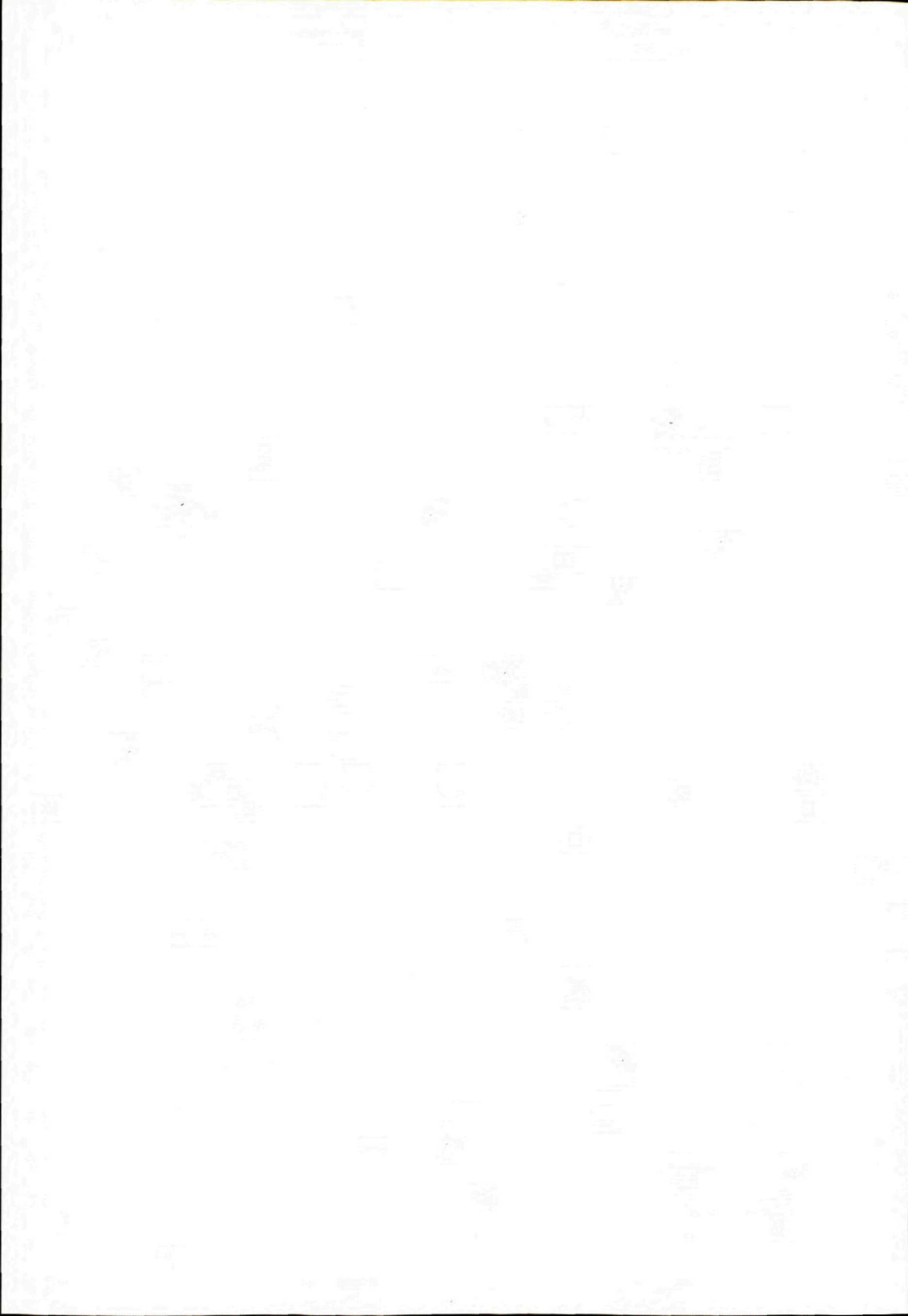
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

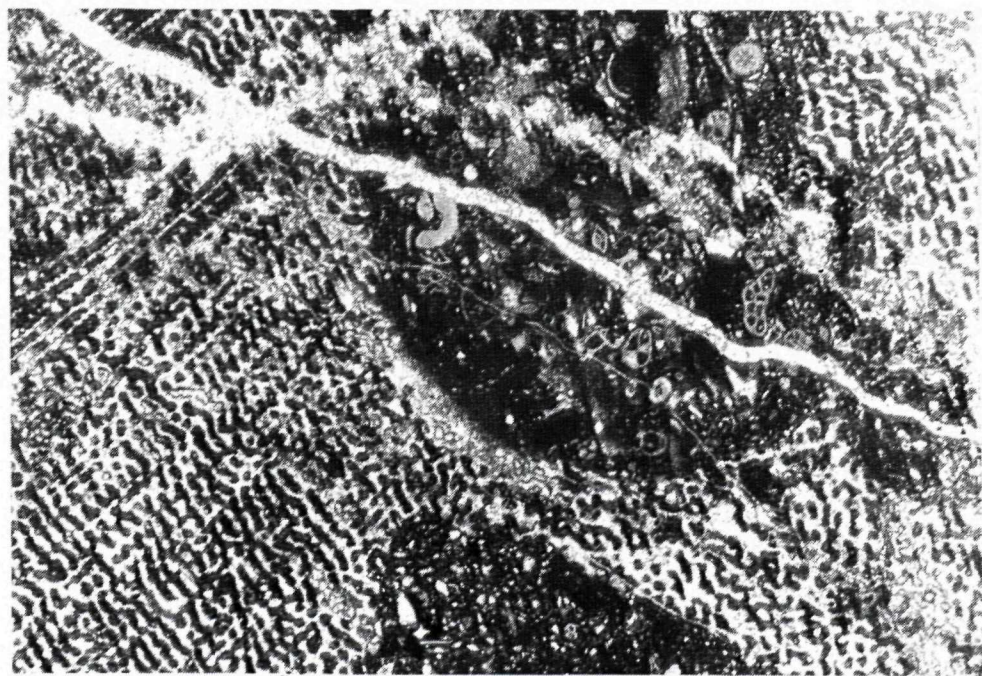
Vytlačila Slovenská polygrafia, š. p., Západoslovenské tlačiarne, z. p., závod Svornosť Bratislava v roku 1989. Náklad 650 ks, povolenie SÚKK 1997/1987. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 13,10, VH 13,36

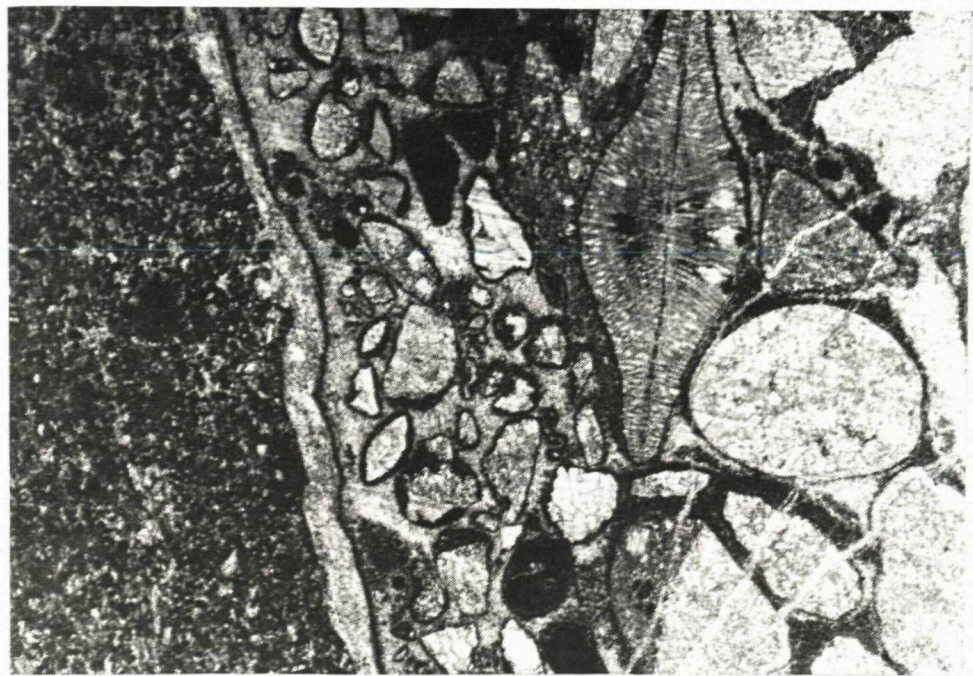
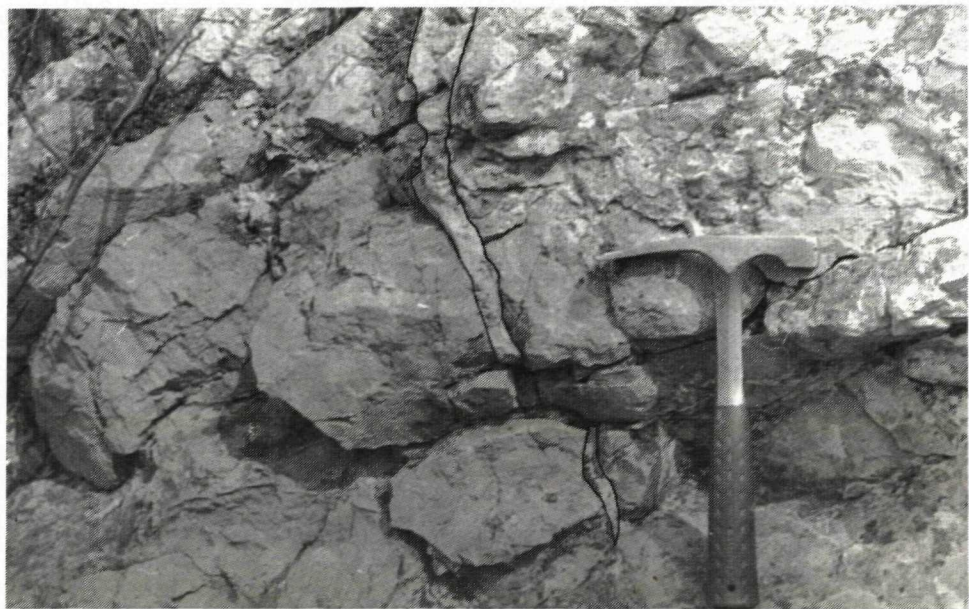
Cena brož. výtl. Kčs 22,—

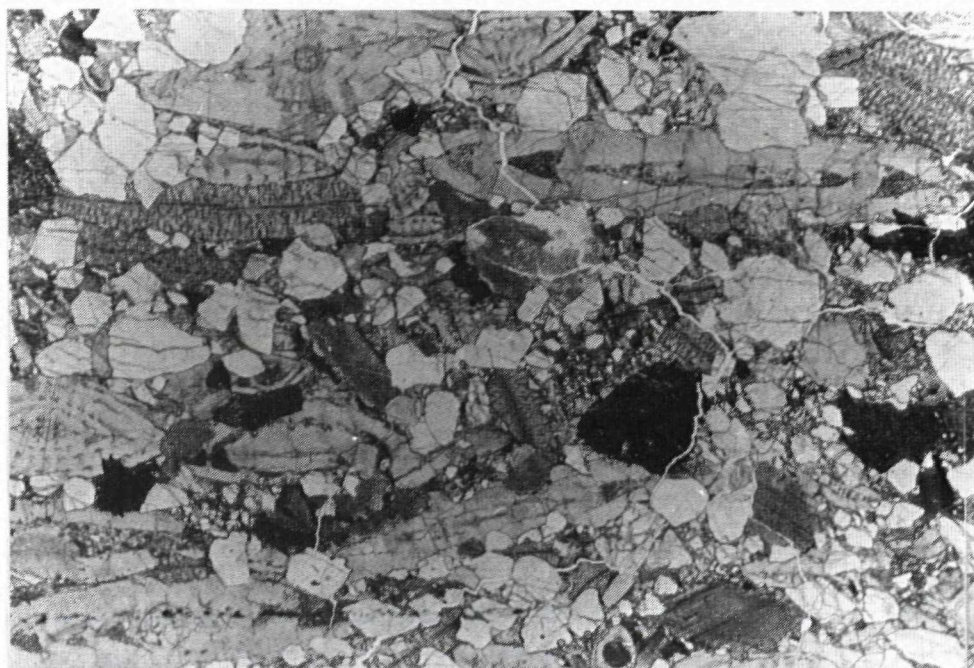
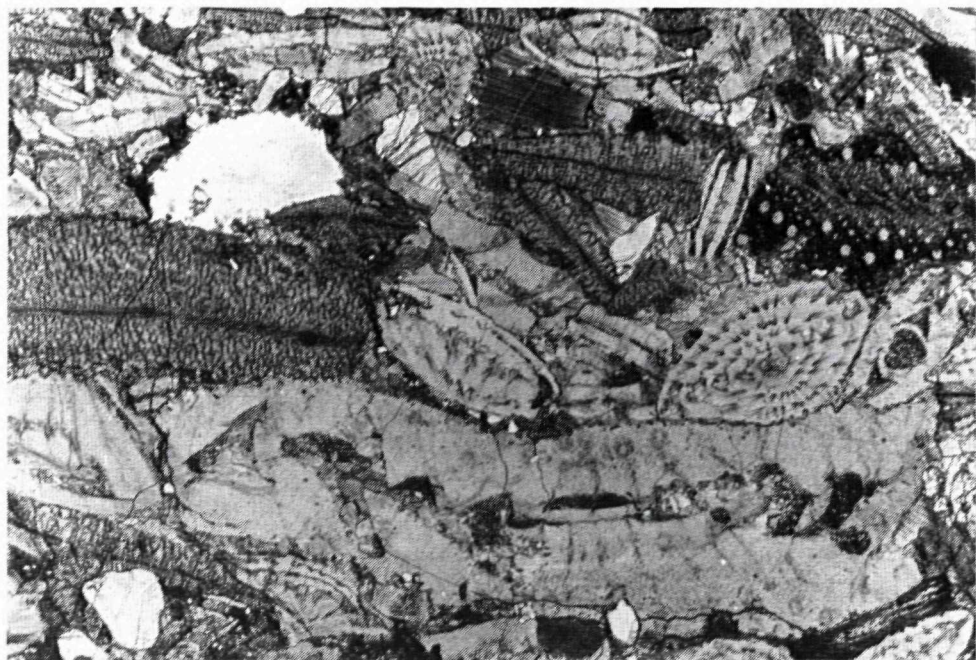
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS

I-XXXV

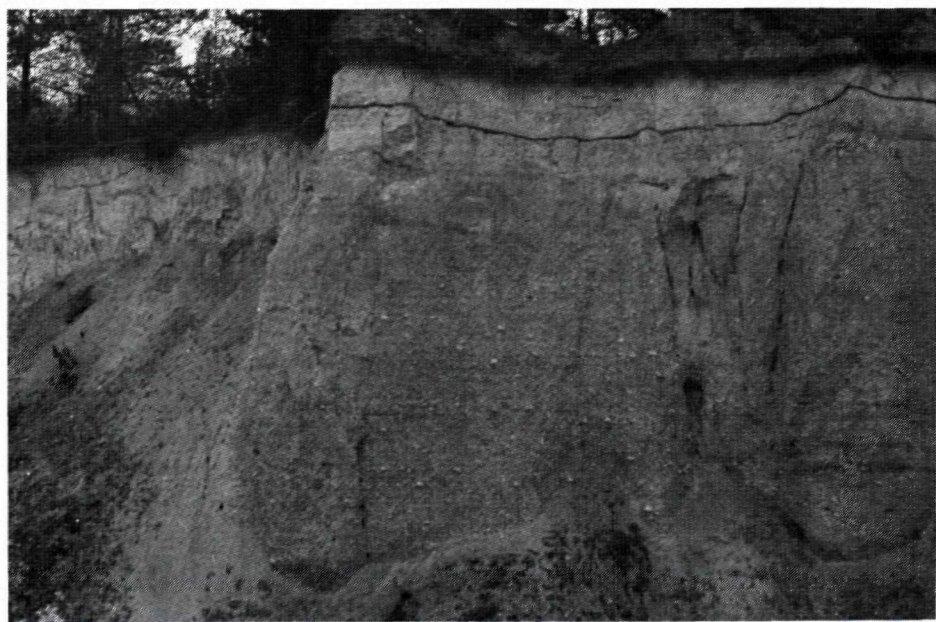


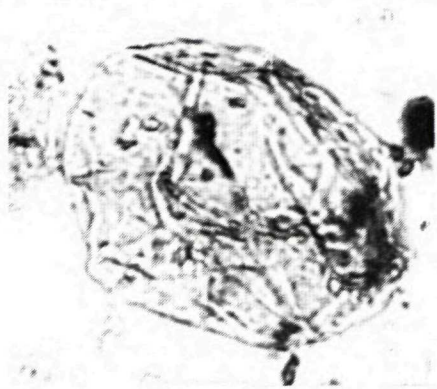




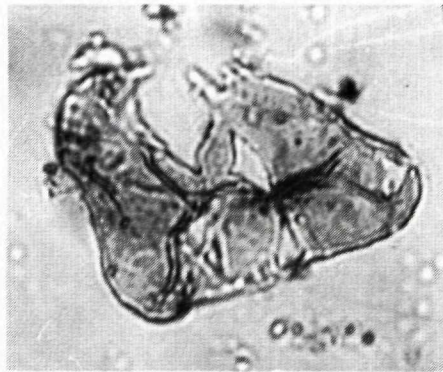




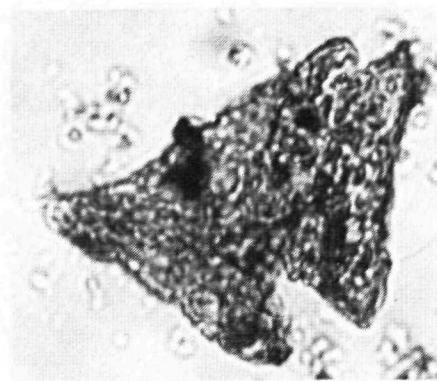




1



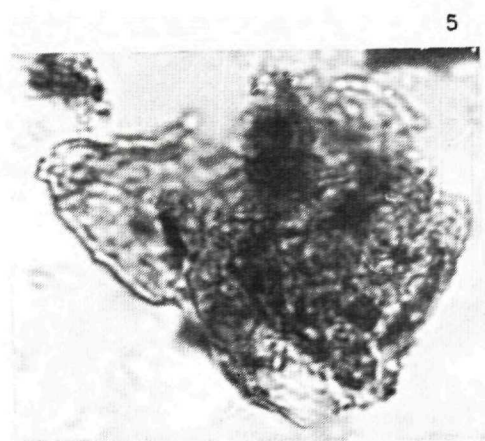
2



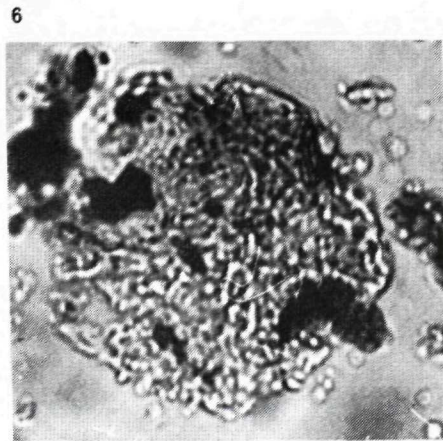
3



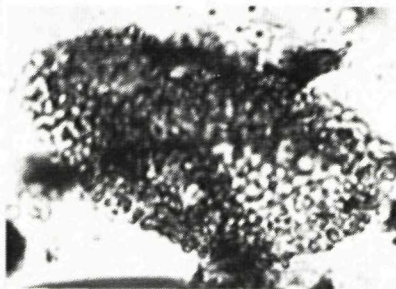
4



5



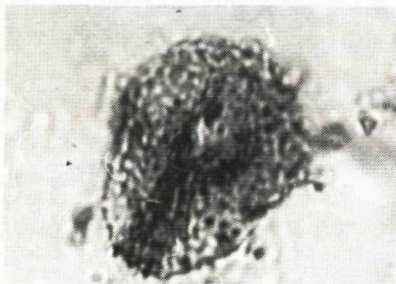
6



1



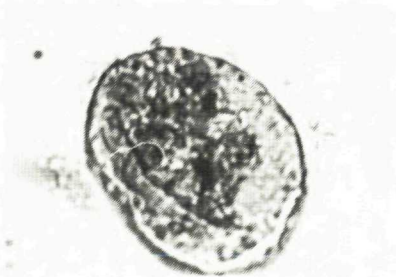
2



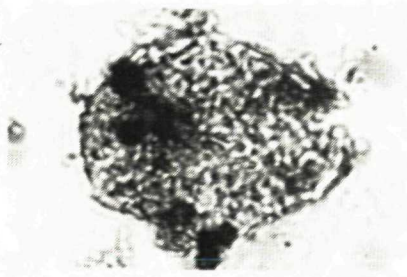
3



4



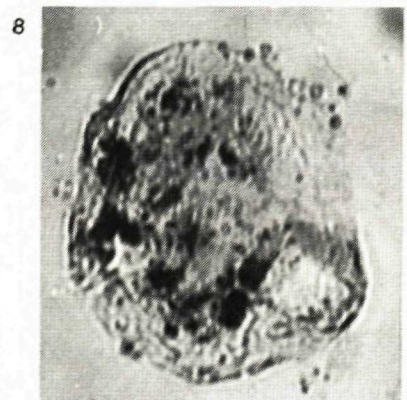
5



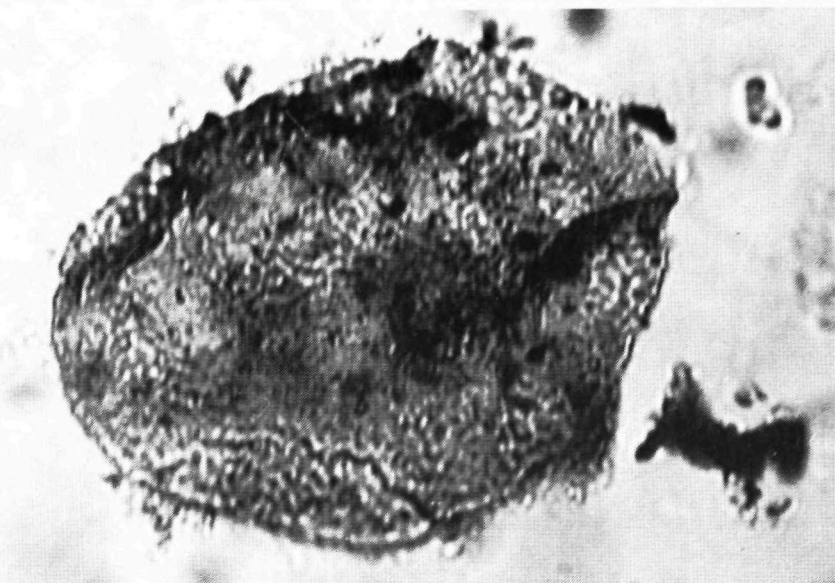
6



7



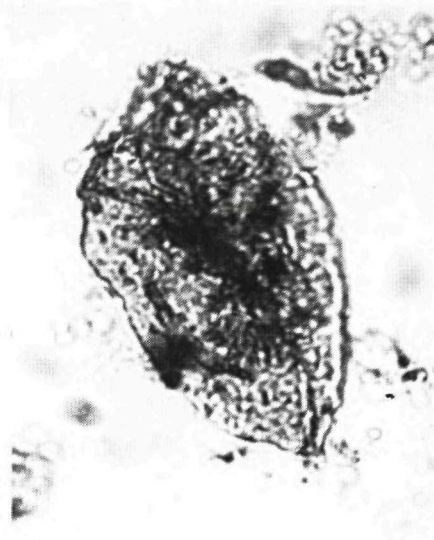
8



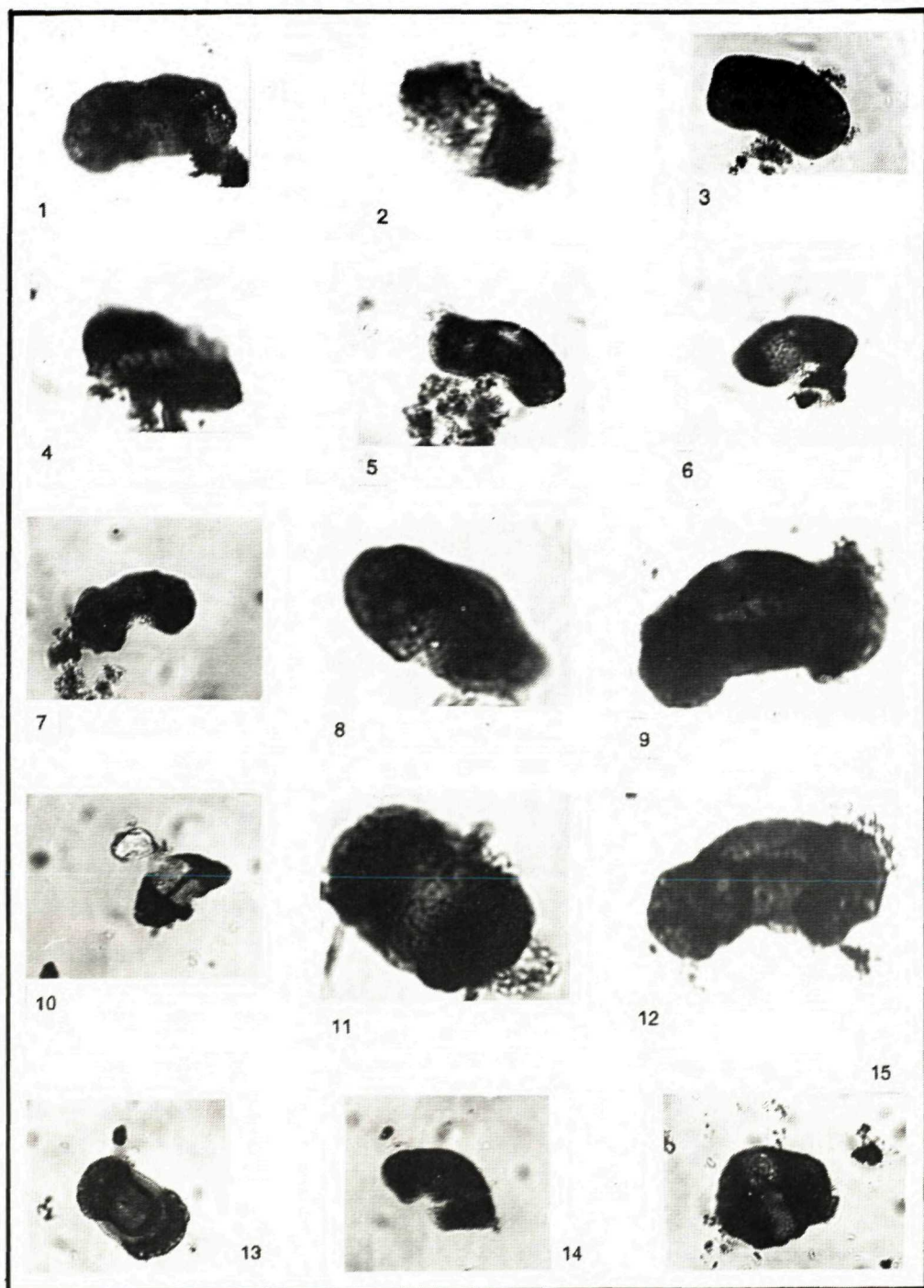
1

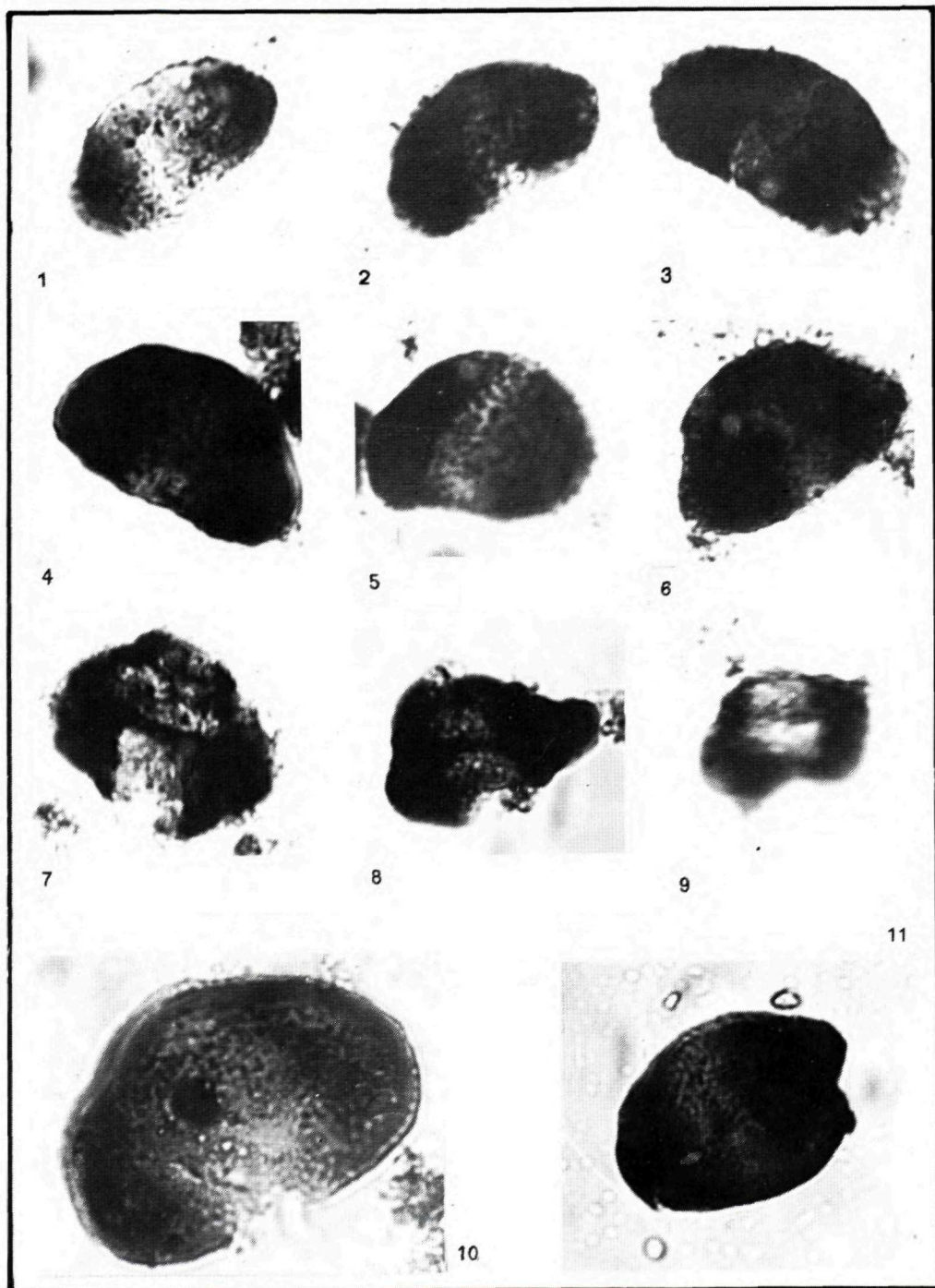


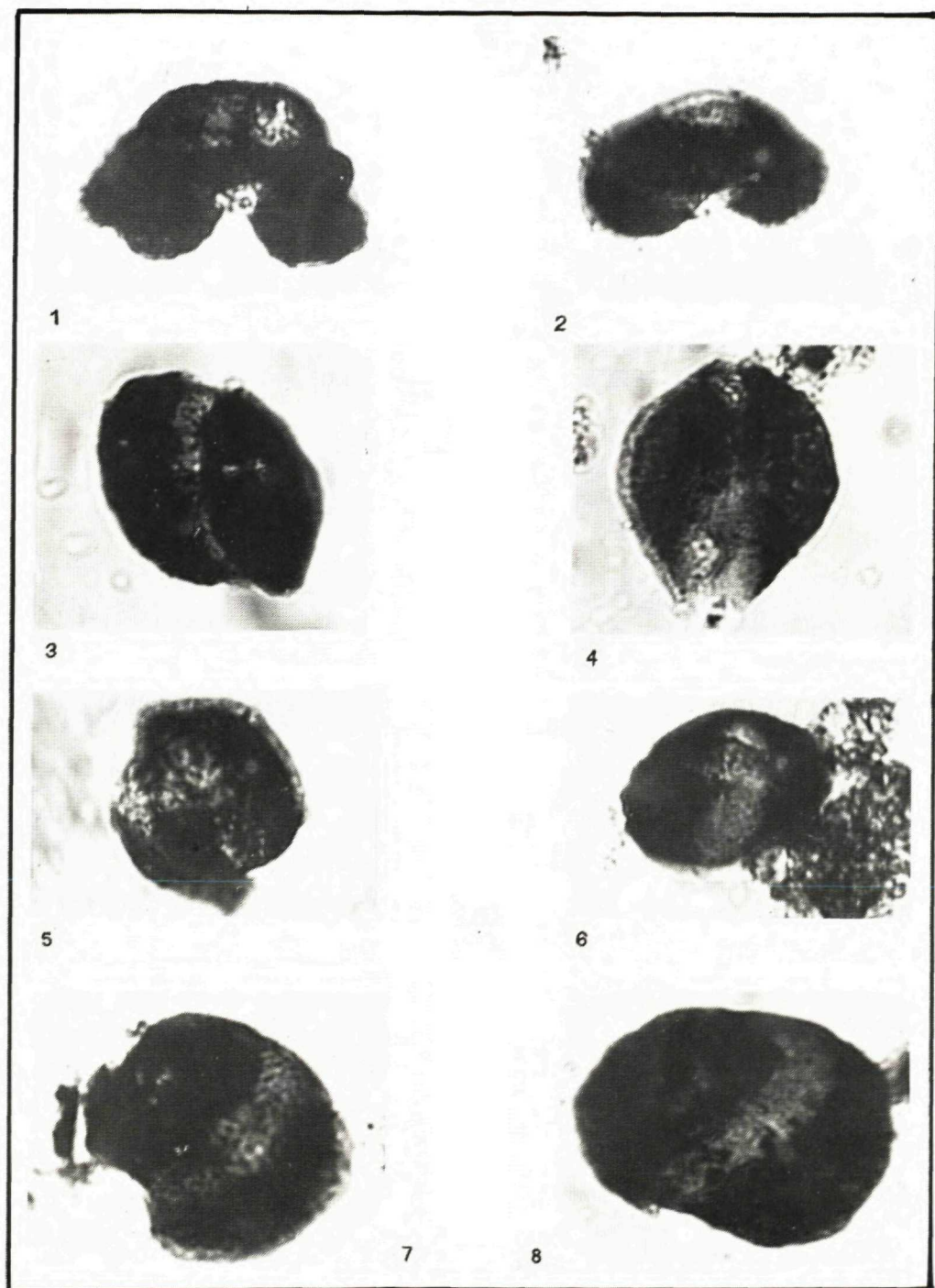
2

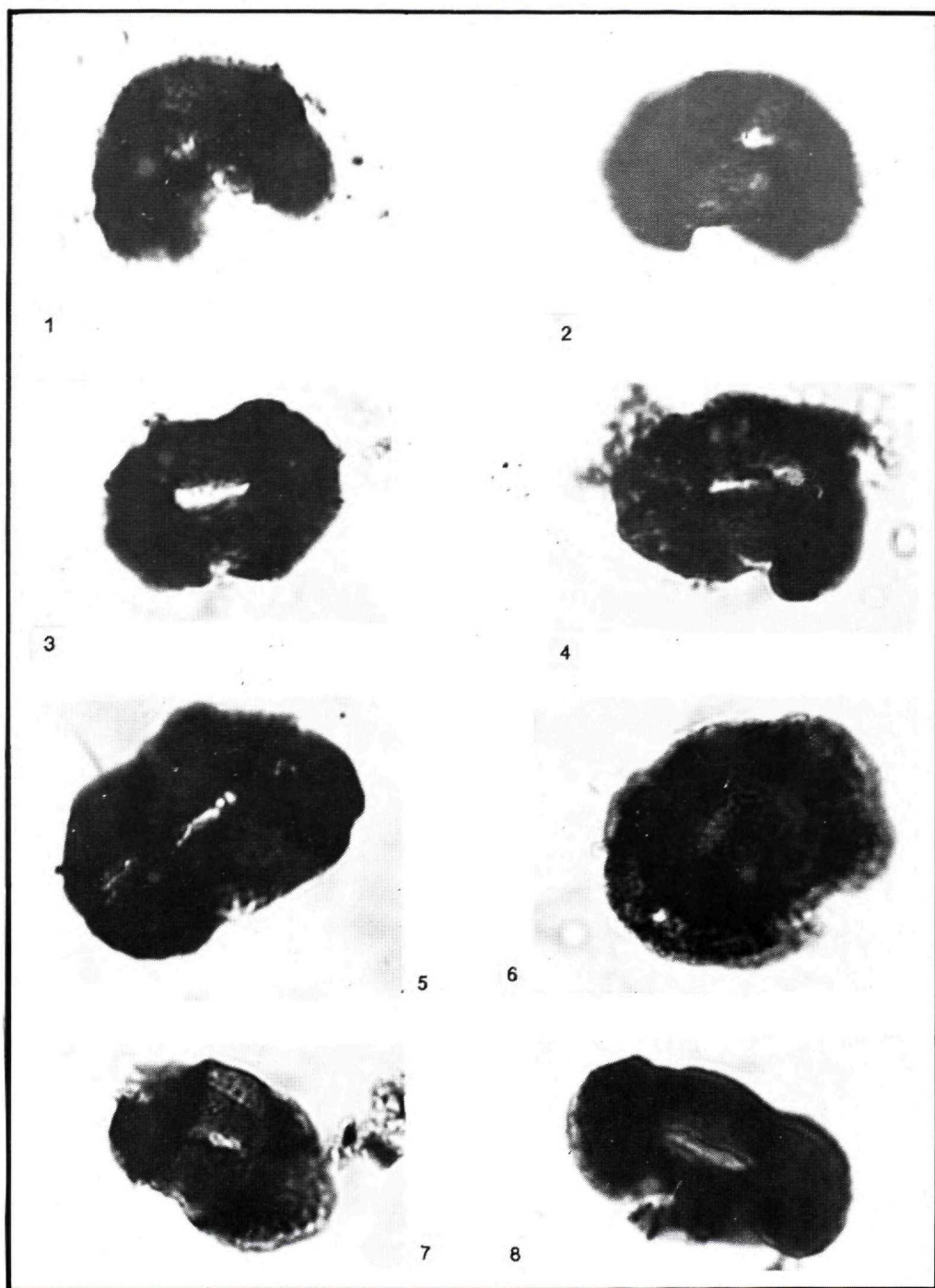


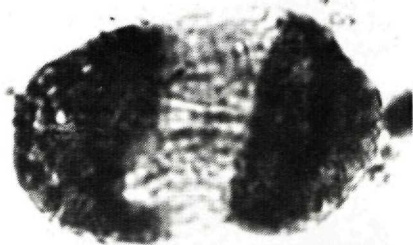
4



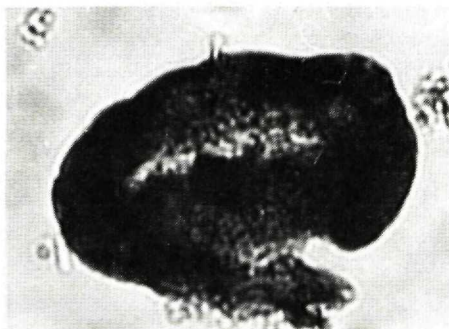




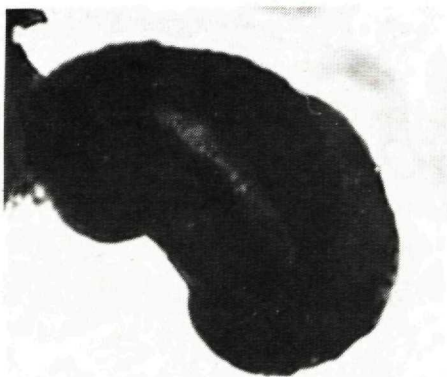




1



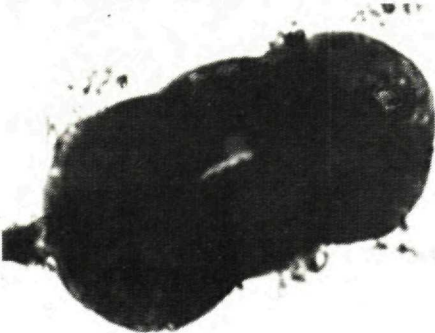
2



3



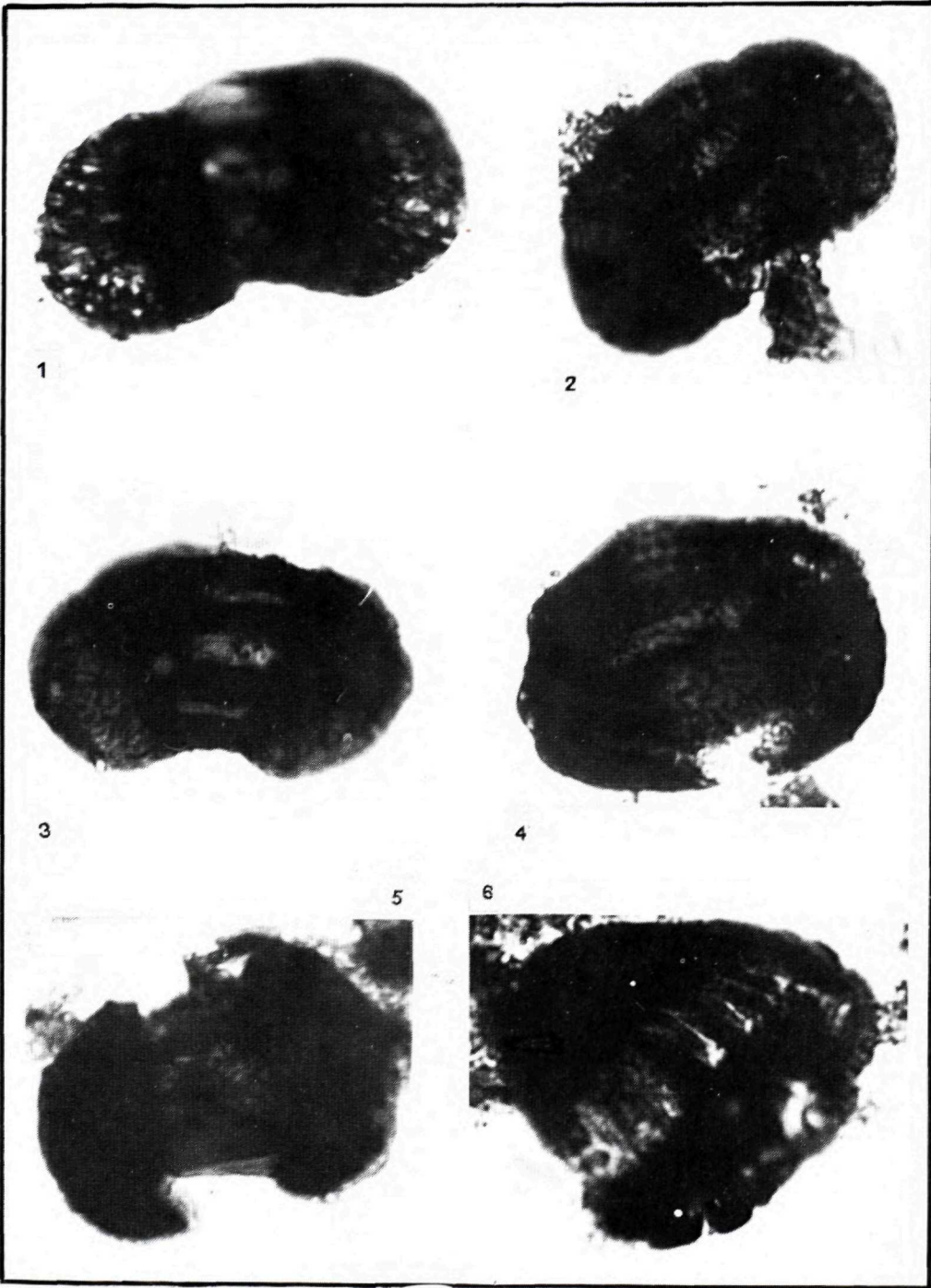
4

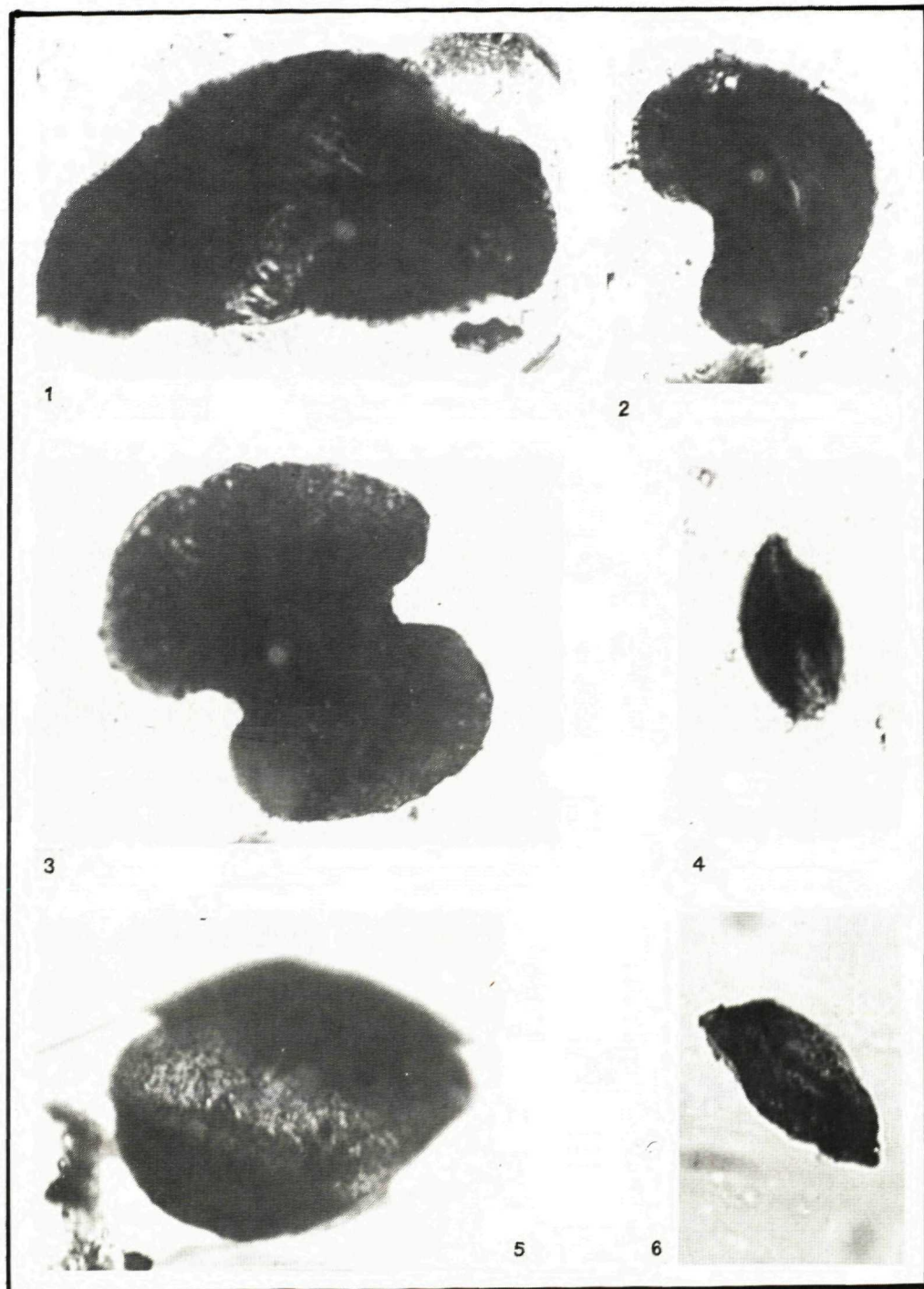


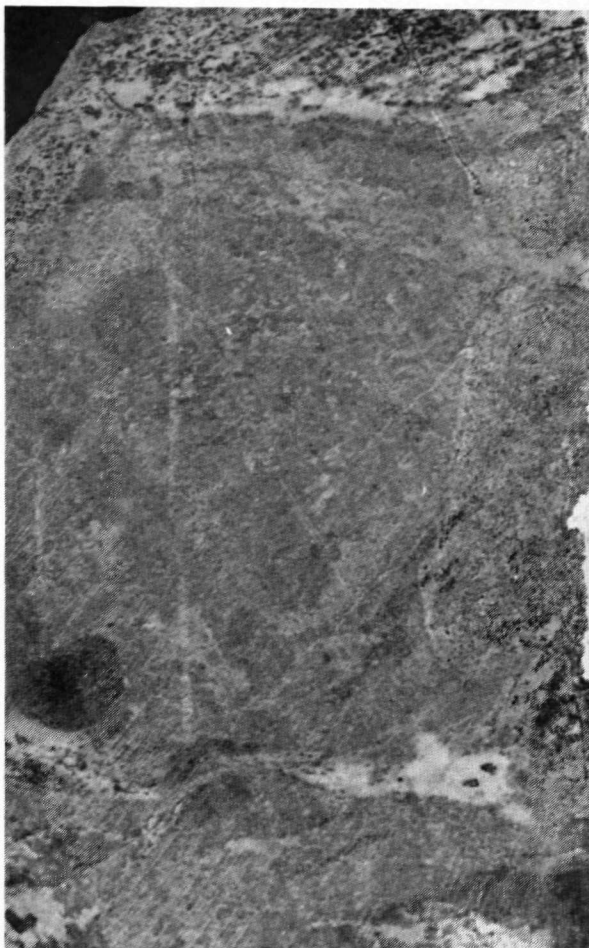
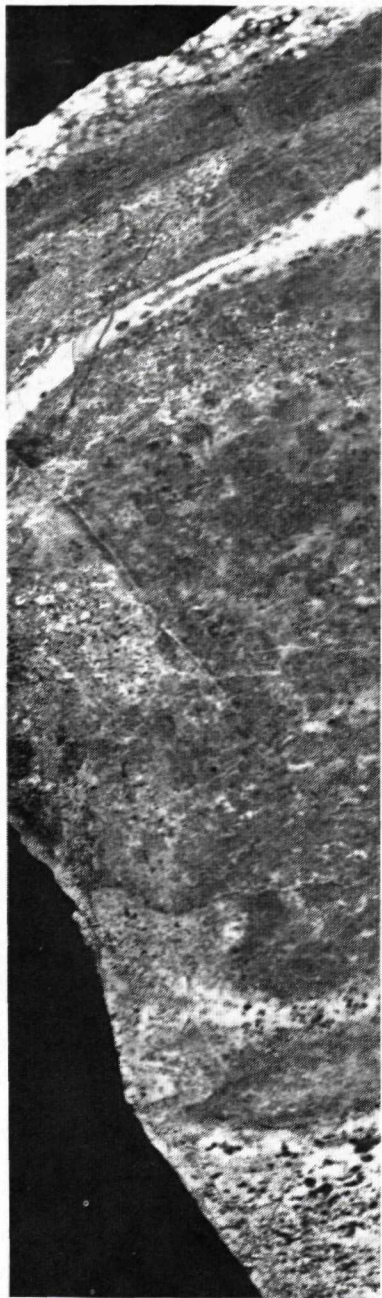
5

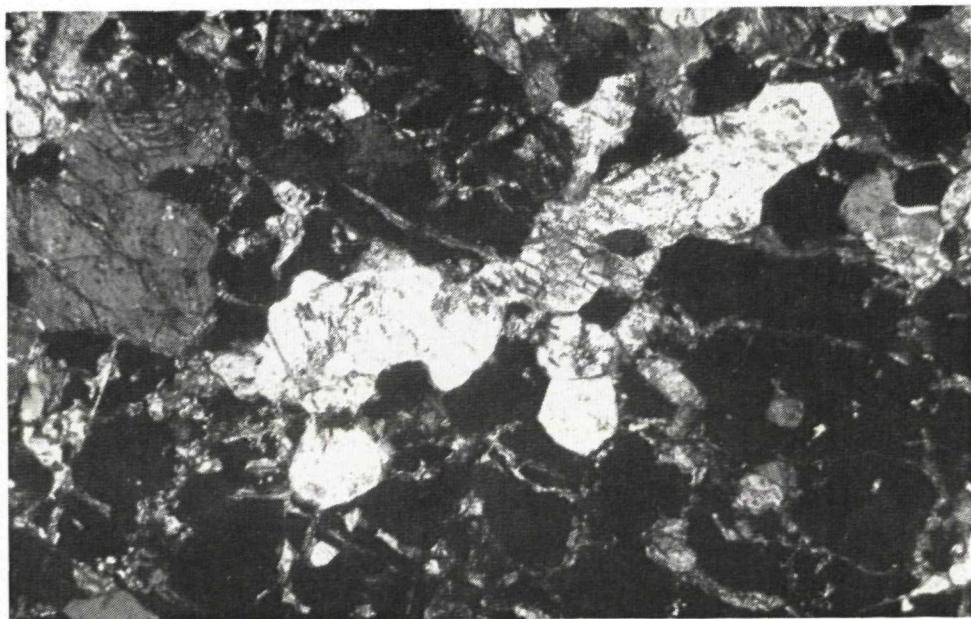


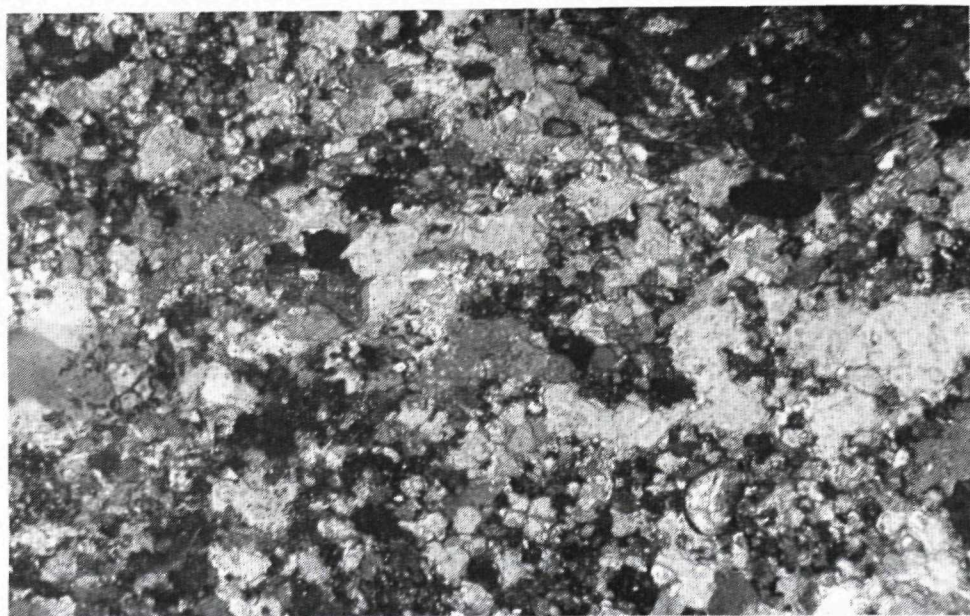
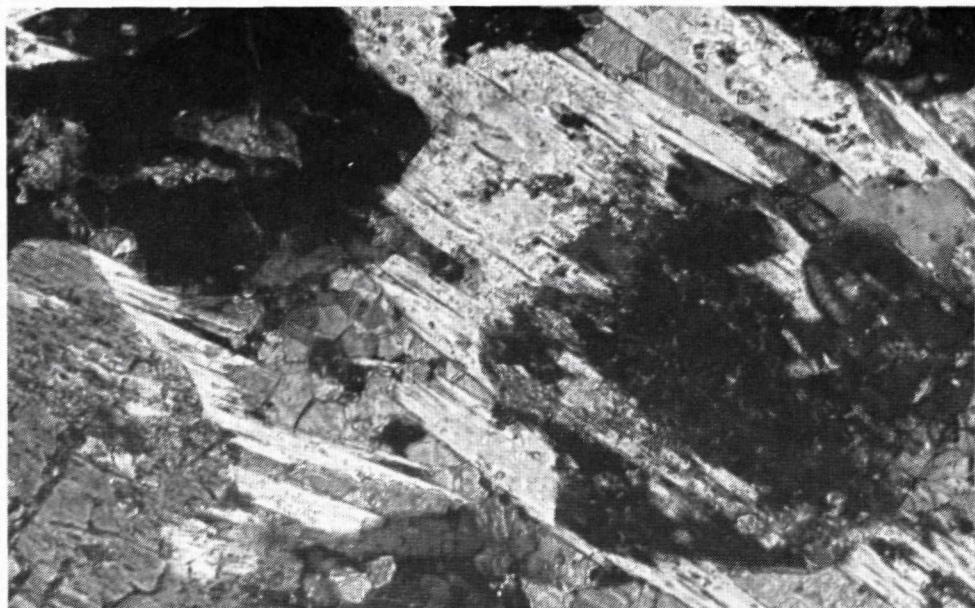
6

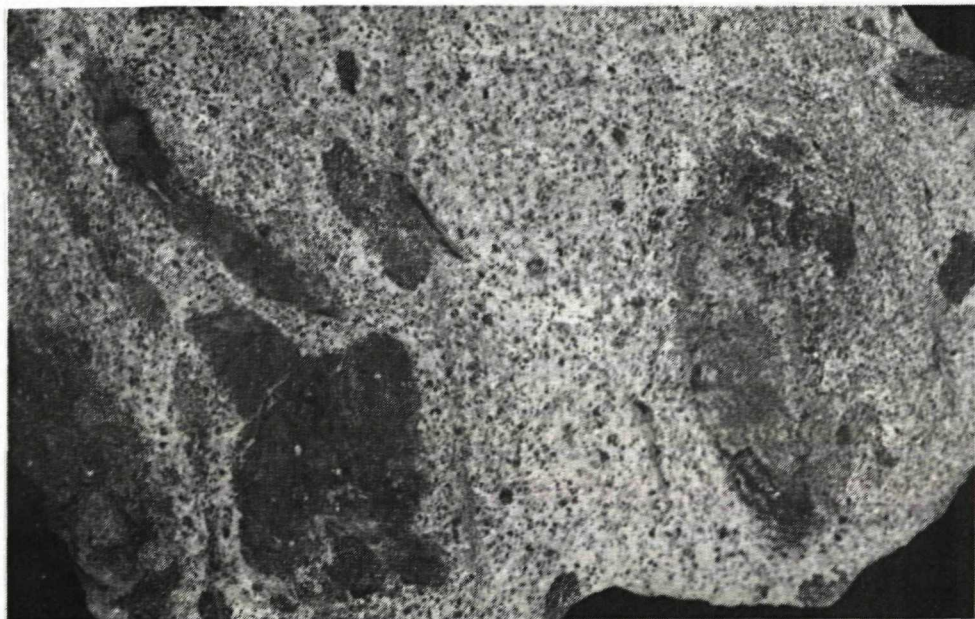


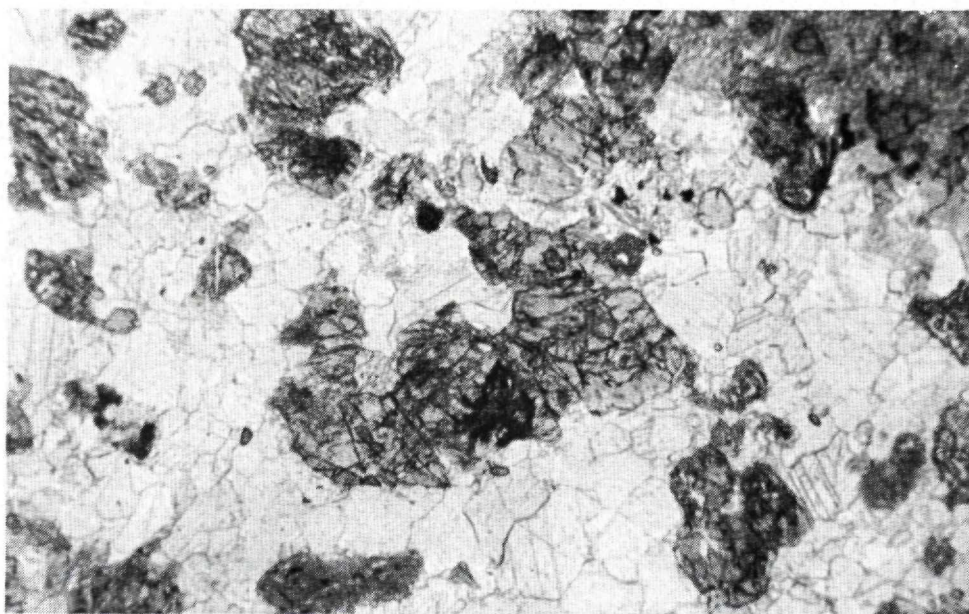
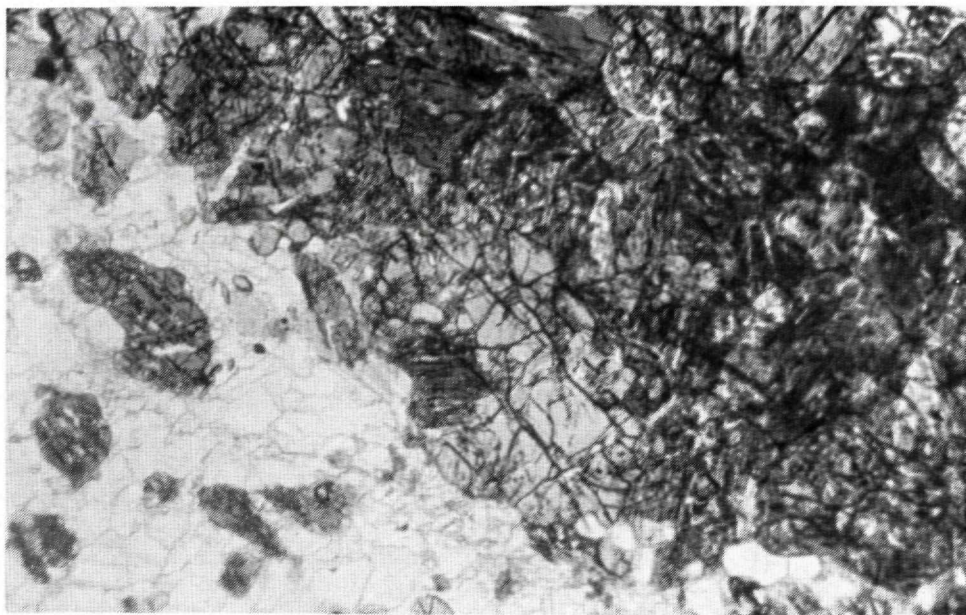


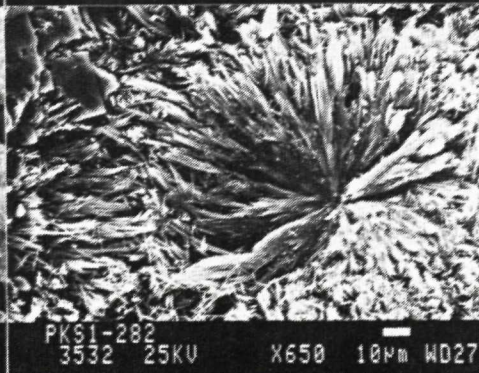
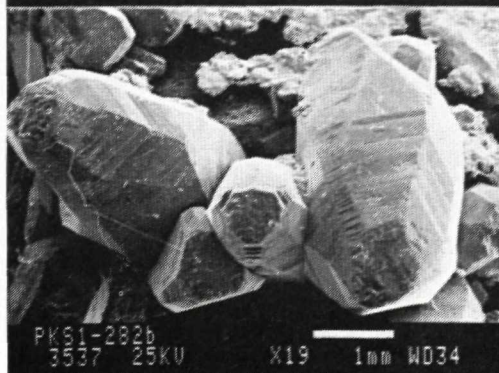
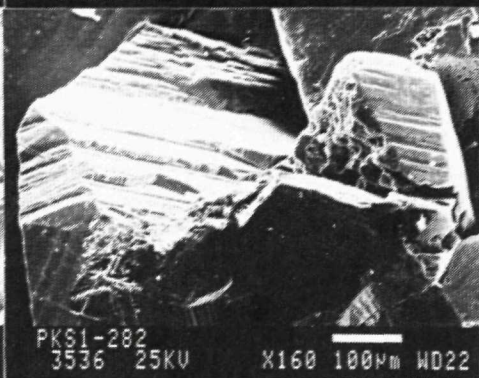
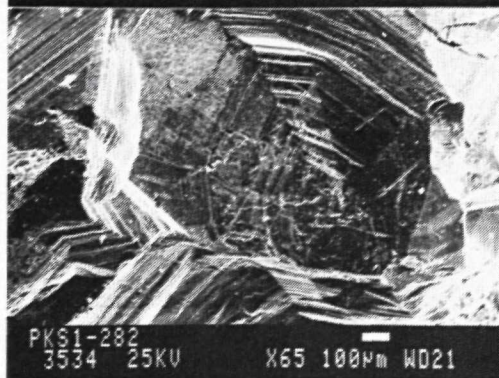
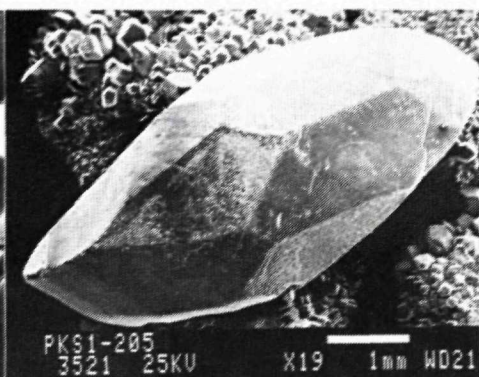
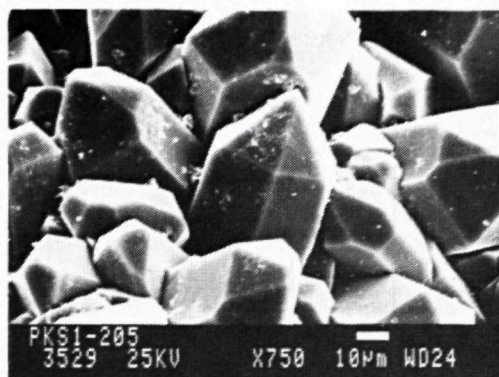




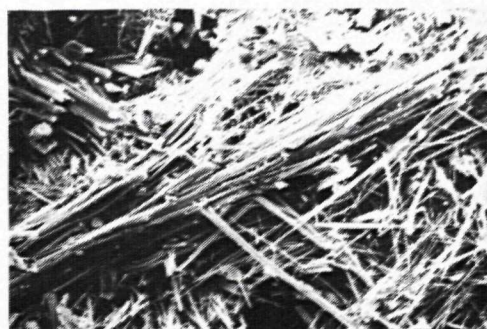












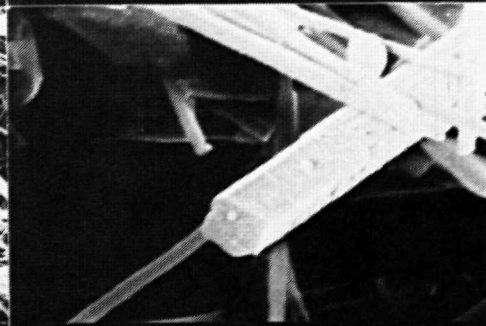
6439 25KV X330 100µm WD32



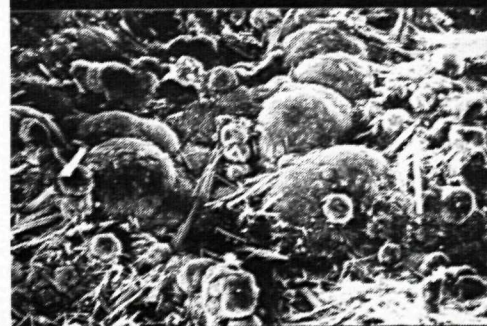
6440 25KV X5,000 1µm WD32



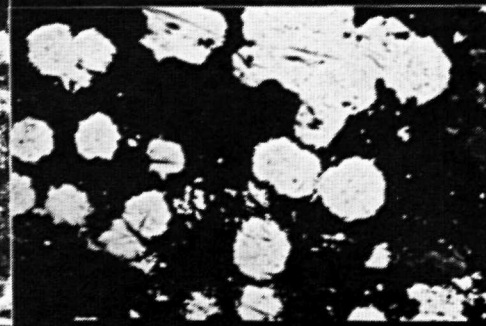
6435 25KV X2,000 10µm WD32



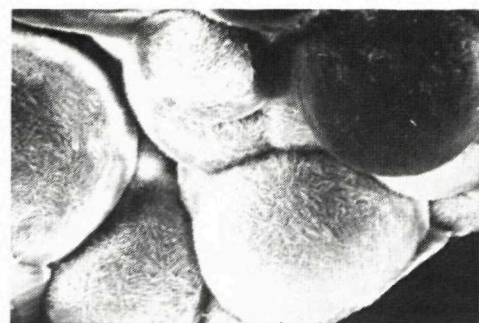
6432 25KV X20,000 1µm WD32



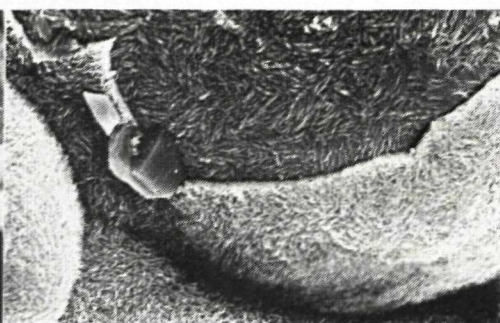
6438 25KV X250 100µm WD30



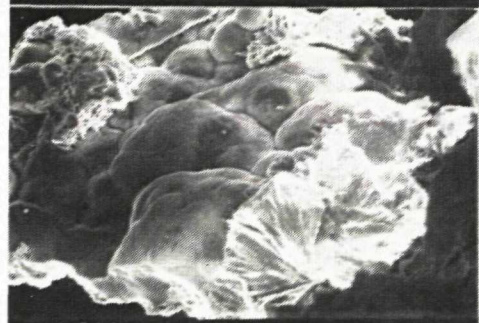
1759 25KV X500 10µm WD24



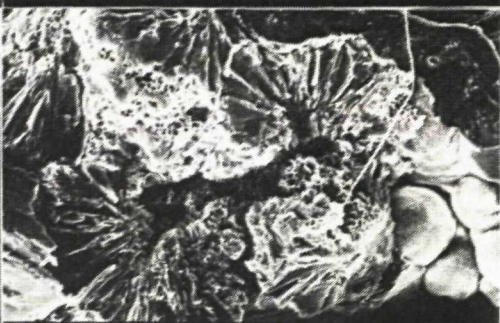
GK-6/814m
0529 25KV X700 10µm WD22



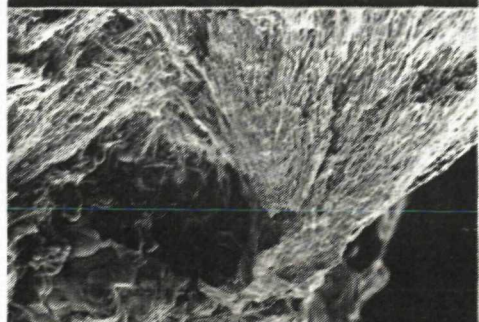
GK-6/814m
0549 25KV X1,400 10µm WD21



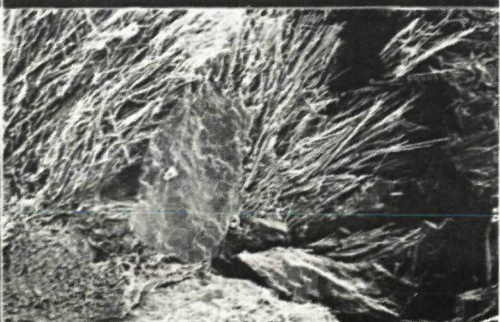
GK-6/814m
0532 25KV X190 100µm WD24



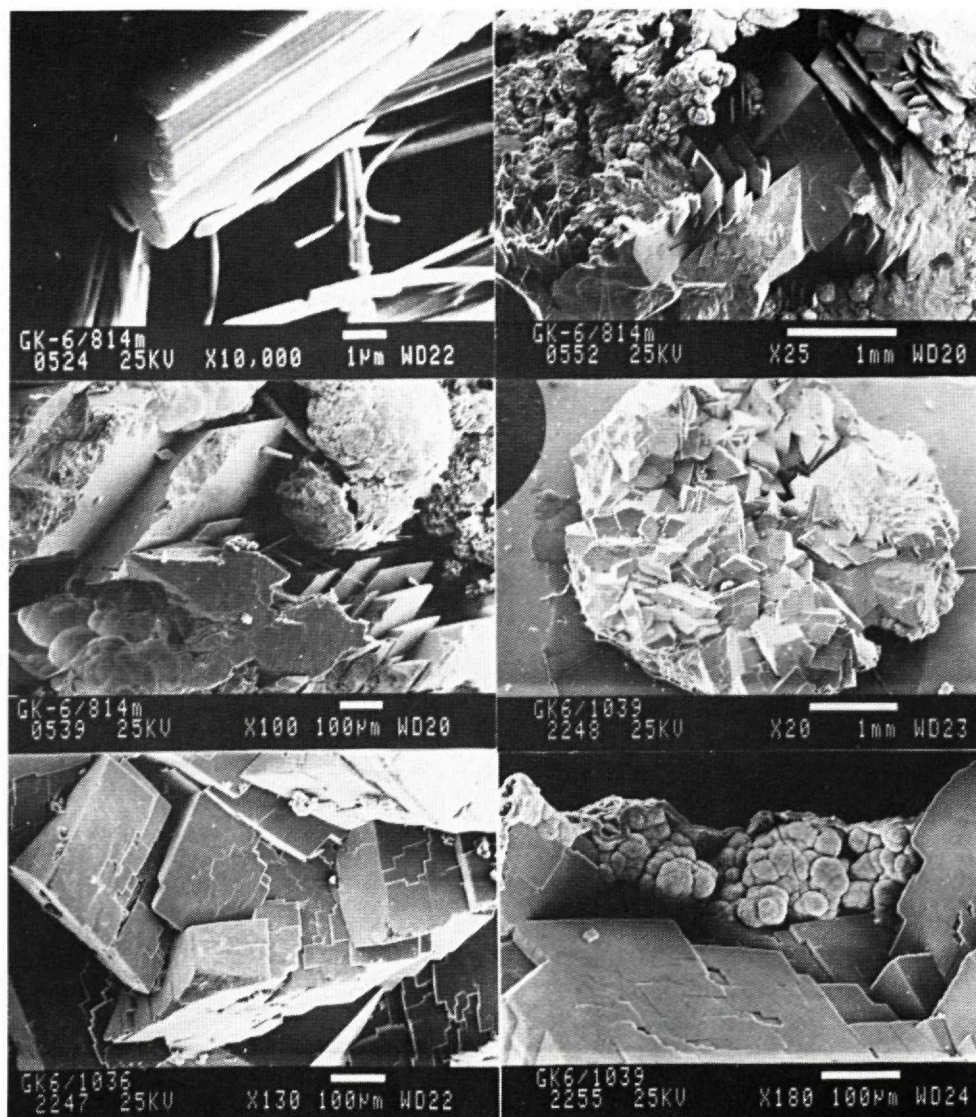
GK-6/814m
0530 25KV X250 100µm WD22

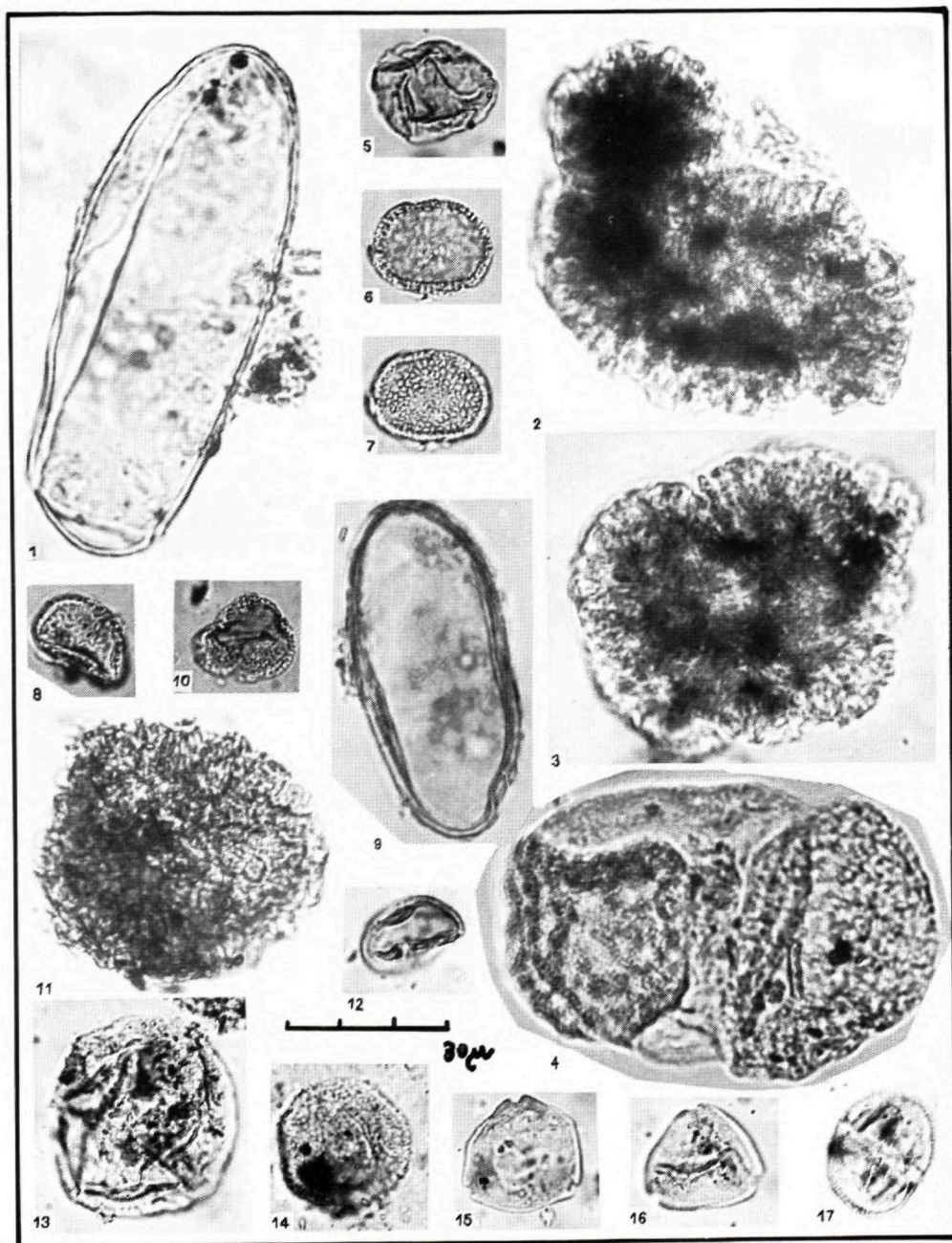


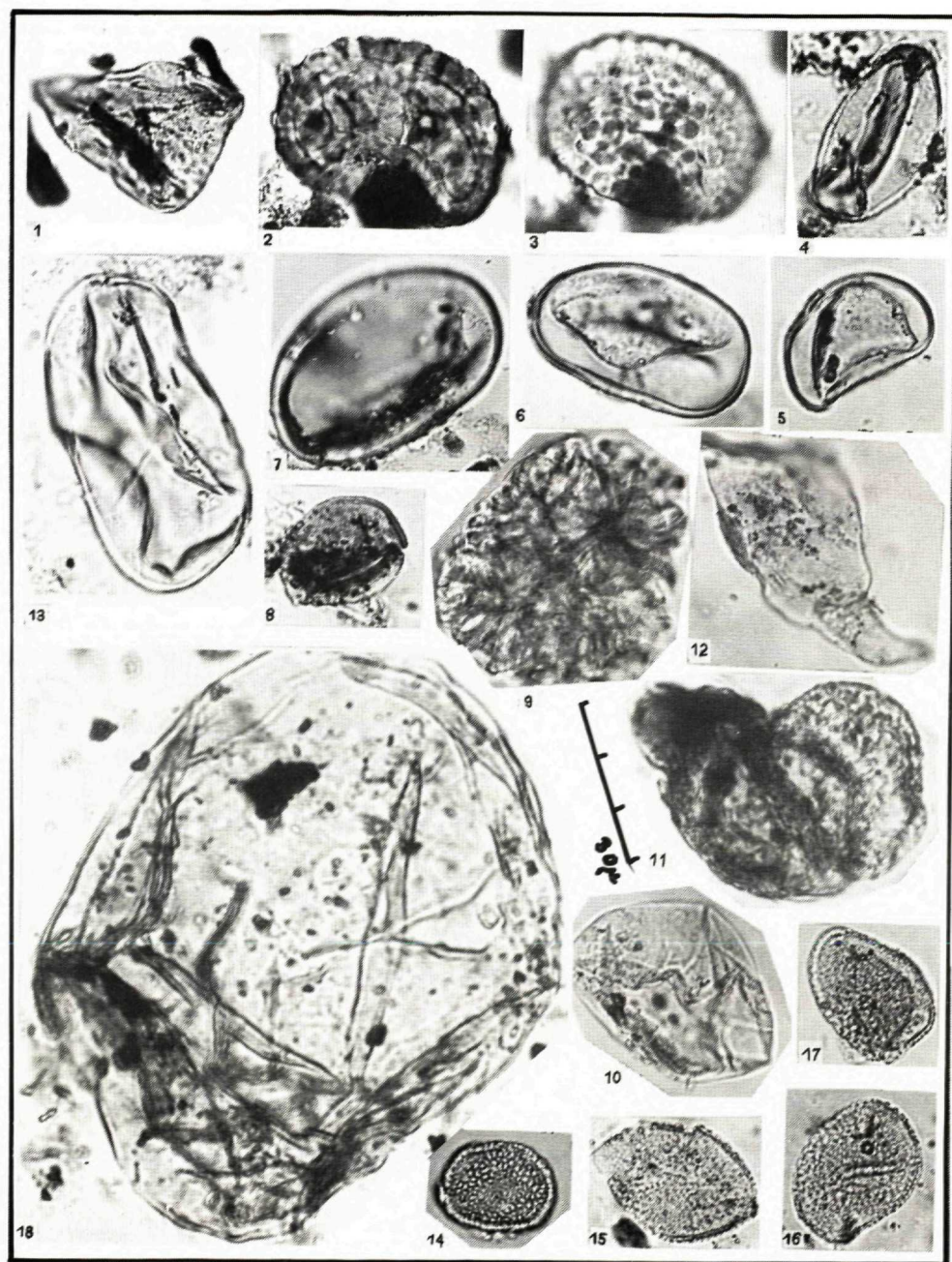
GK-6/814m
0544 25KV X70 100µm WD22

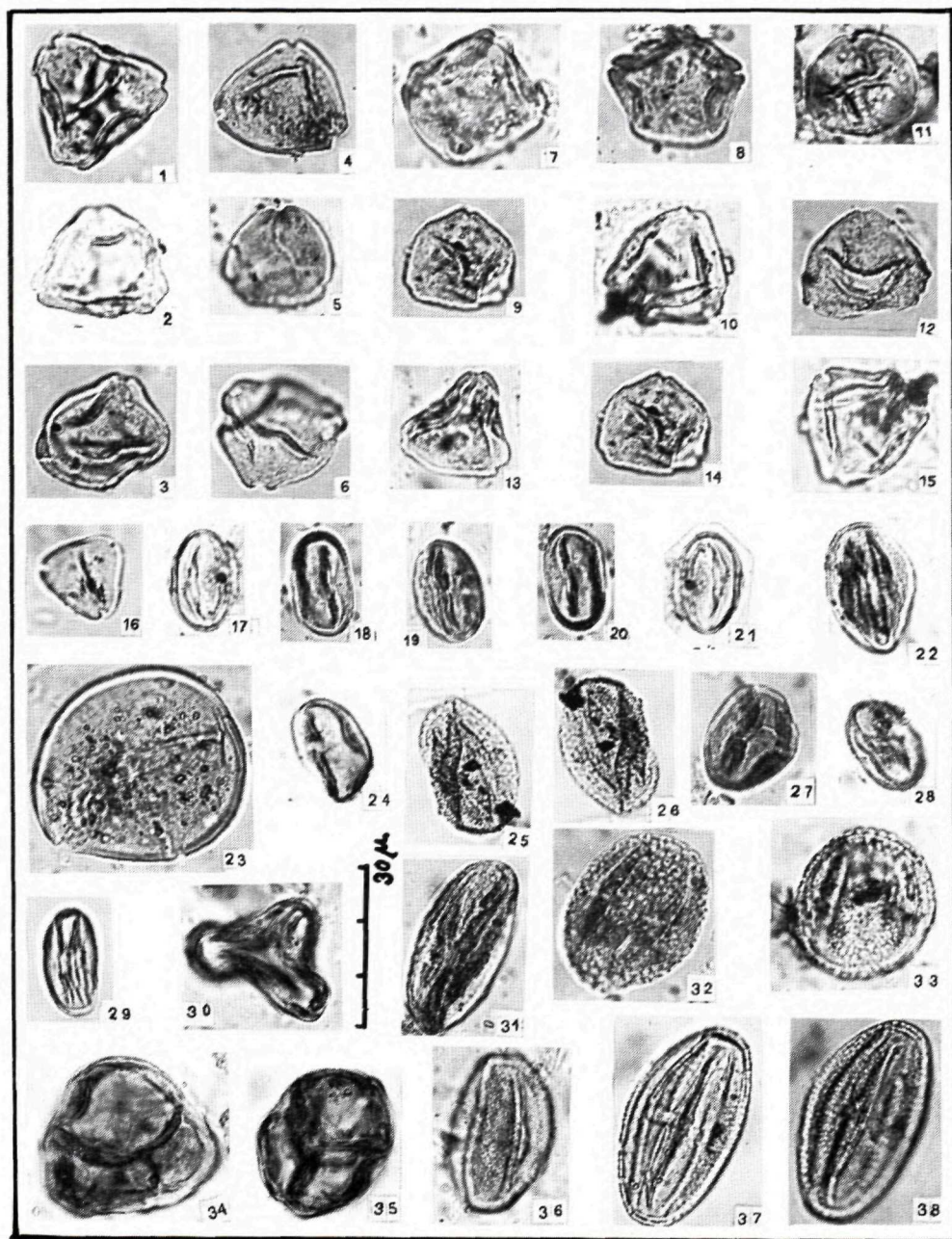


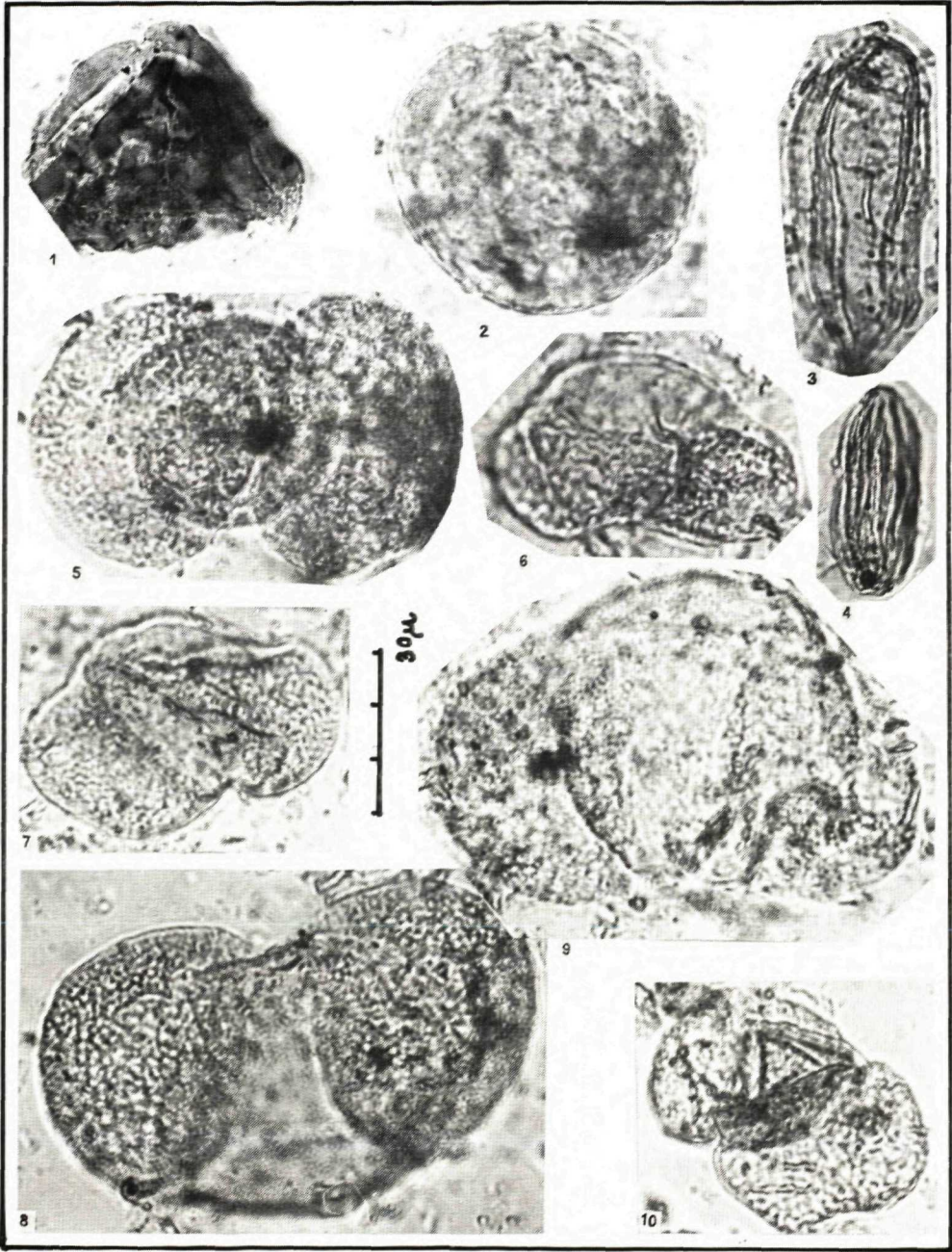
GK-6/814m
0523 25KV X100 100µm WD22

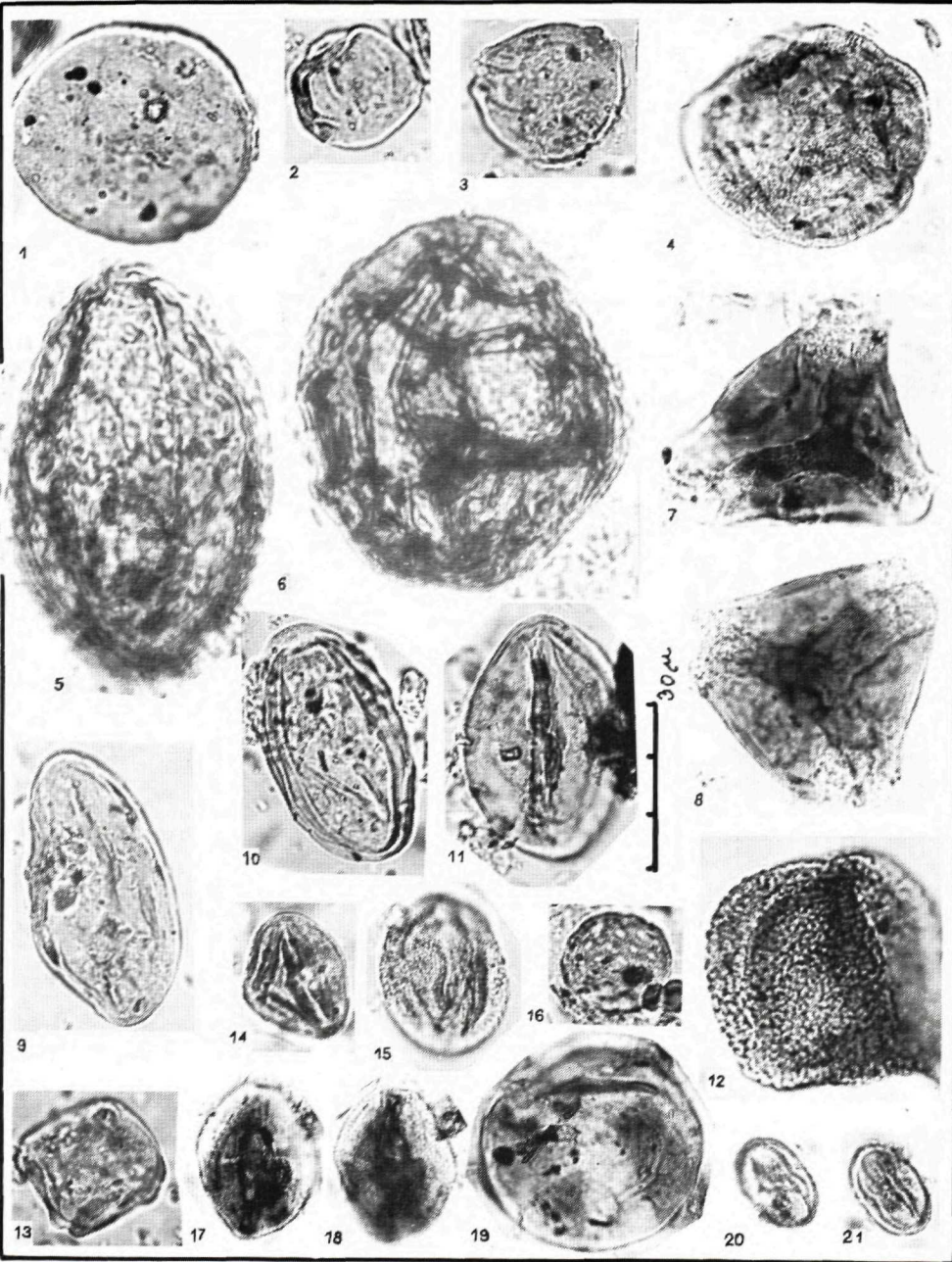


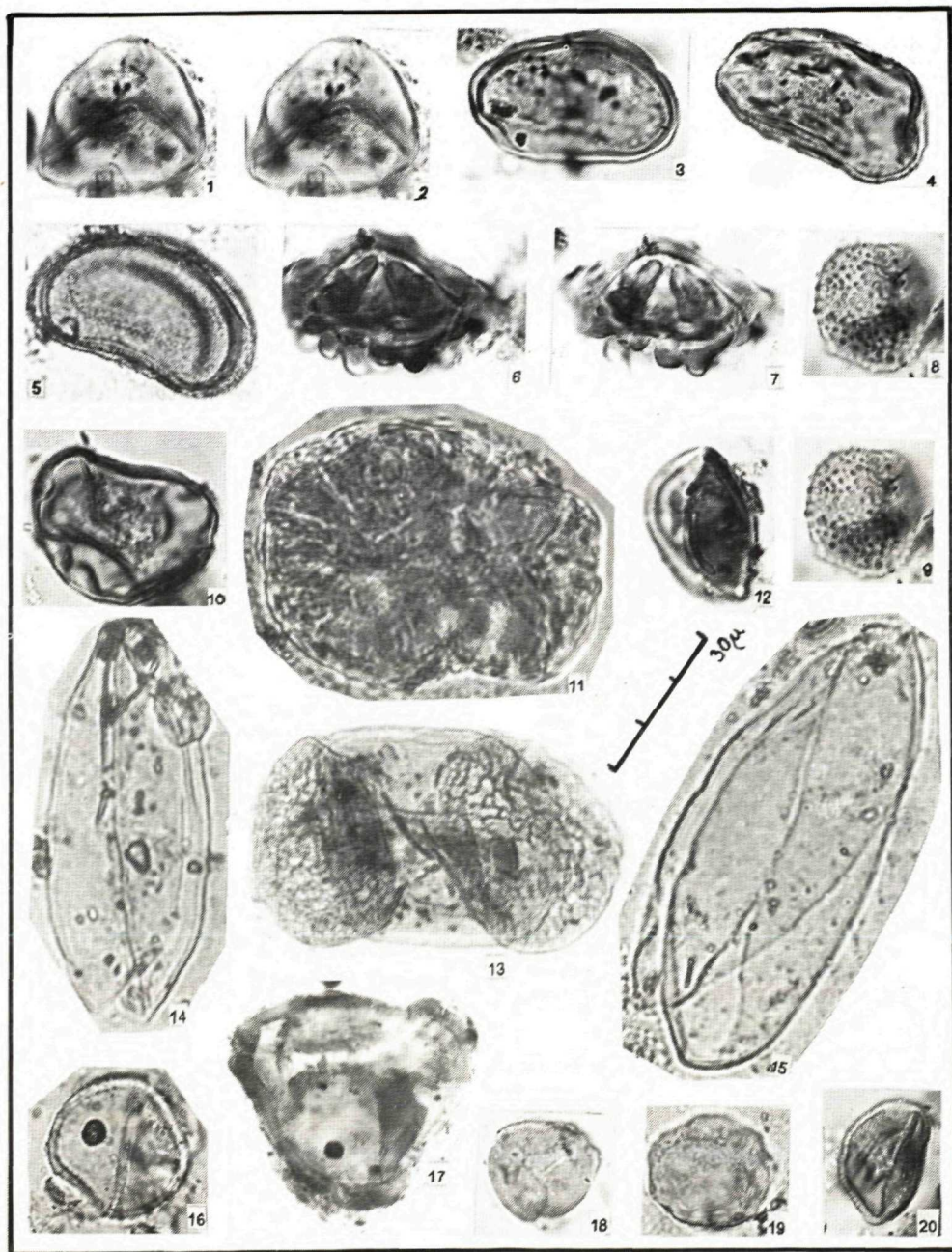


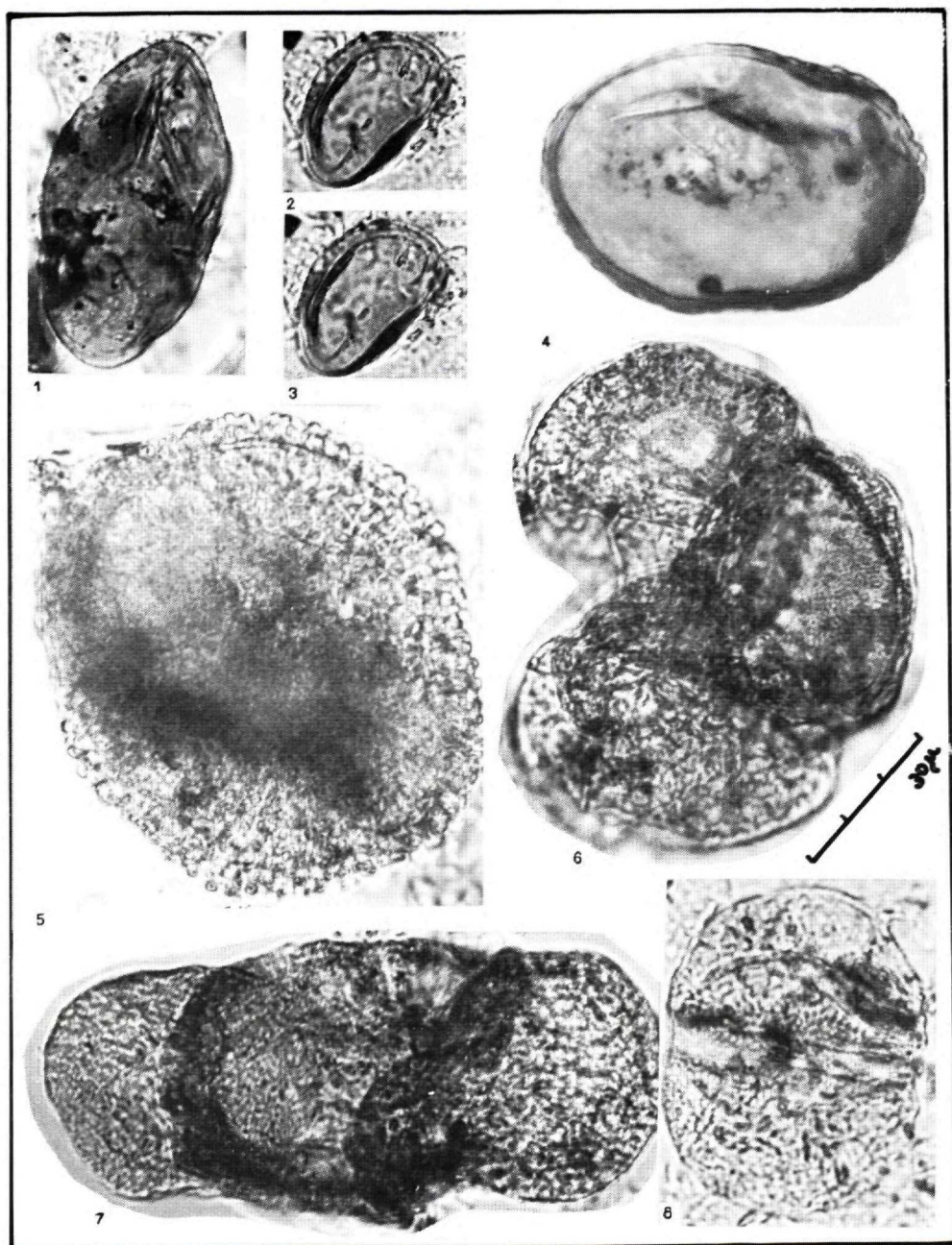


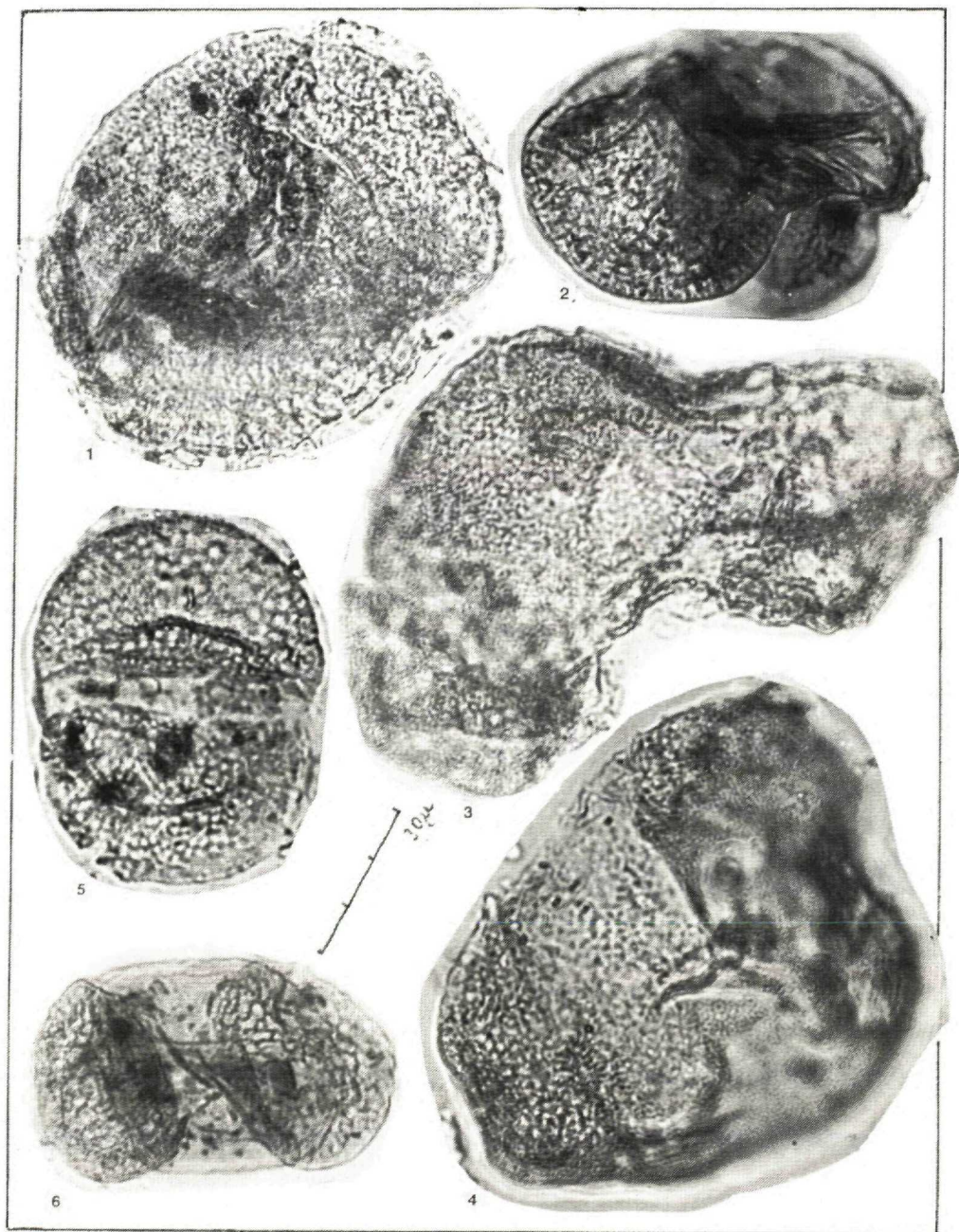


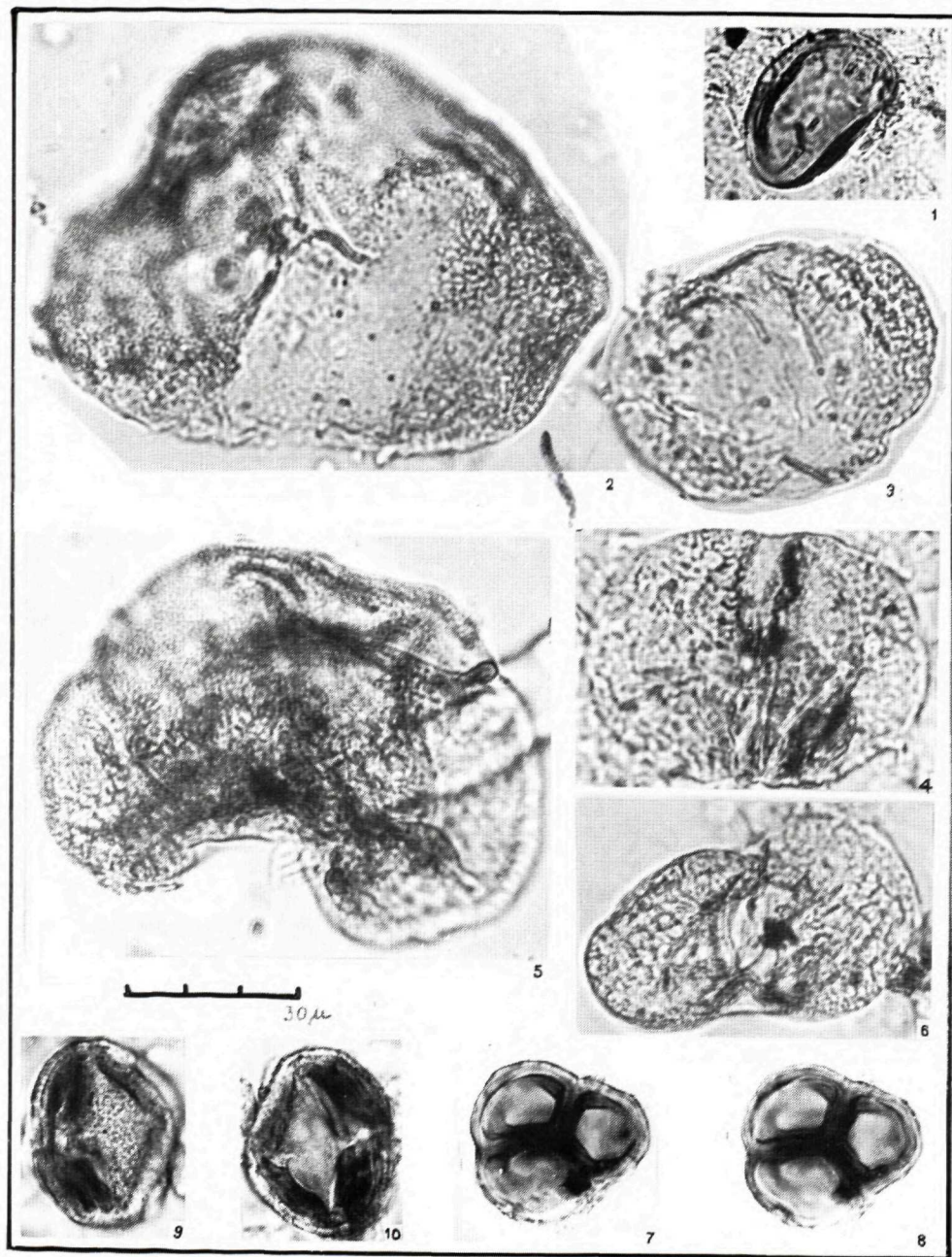


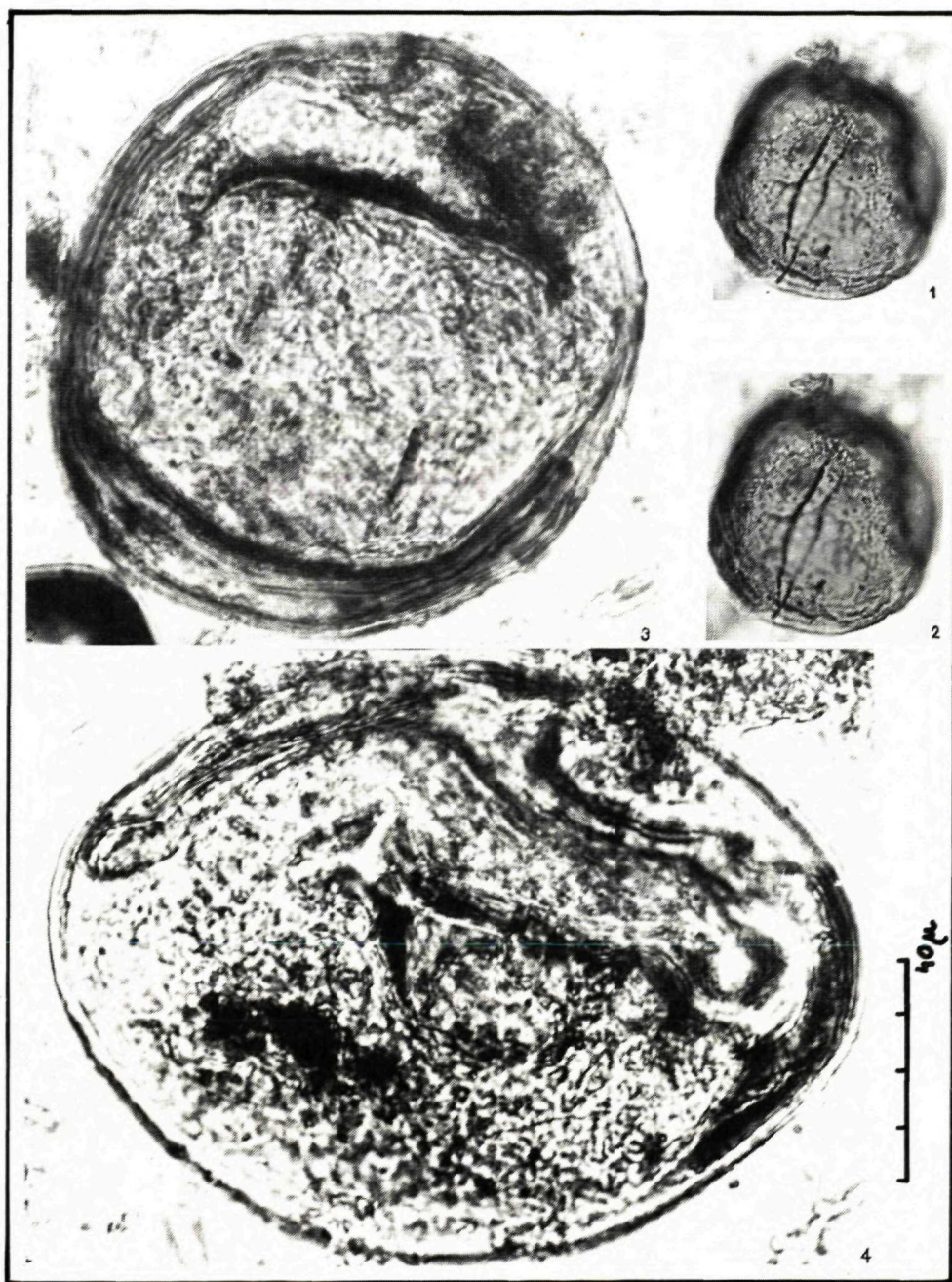




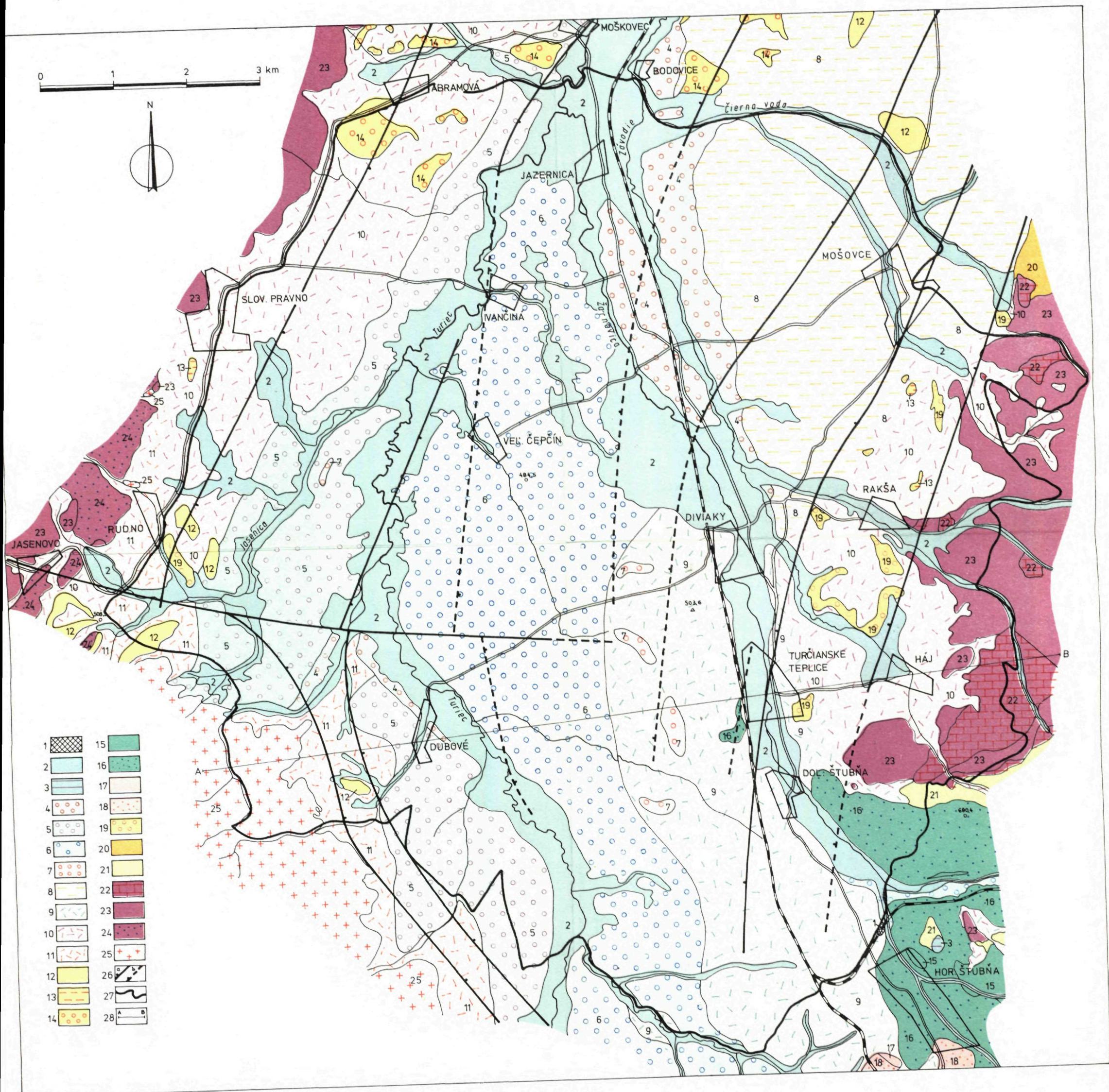








Geologický ústav Dionýza Štúra
 ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
 Mlynská dolina 1
 817 04 BRATISLAVA



1B19 f
10.446/1990

GEOLOGICKÁ MAPA JUŽNEJ ČASTI TURČIANSKEJ KOTLINY

zostavil: Ján Gašparík 1987

Vysvetlivky:

KVARTÉR

HOLOCÉN

- 1 – navážky
- 2 – fluviálne sedimenty: prevažne piesčité hlíny, piesky poriečnych nív
- 3 – sladkovodné vápence (travertíny)

PLEISTOCÉN

- a) fluviálne sedimenty
 - 4 – štrky, piesčité štrky, hlíny, piesky nízkych terás – würm
 - 5 – štrky, piesčité štrky, hlíny, piesky stredných terás – ris (nečlenený)
 - 6 – štrky, piesky vysokých terás – mindel (nečlenený)
- b) deluviálne sedimenty
 - 7 – svahoviny so zvýšeným nahromadením valúnov
 - 8 – svahoviny prevažne na paleogéne a neogéne, hlinité sedimenty s ojedinelými valúnm
 - 9 – svahoviny prevažne na pyroklastikách vulkanitov, prevažne s ojedinelými balvanmi vulkanitov
 - 10 – svahoviny prevažne na mezozoiku, piesčité a hlinito-piesčité sedimenty
 - 11 – svahoviny prevažne na kryštaliniku, piesčité a hlinito-piesčité sedimenty

TERCIÉN

NEOGÉN

PLIOCÉN

- 12 – štrky a piesky, ojedinele vápnité íly – dák (blážovské súvrstvie)

MIOCÉN

- 13 – tmavosivé slienité íly s polohami lignitov, sladkovodných vápencov – panón-sarmat (martinské súvrstvie)
 - 14 – piesky, štrky, piesčité íly, ojedinelé zvyšky fauny a flóry – vrchný bádén (budišské súvrstvie)
 - 15 – andezity
 - 16 – pyroklastiká
 - 17 – ryolity
 - 18 – pyroklastiká ryolitov
- } vrchný bádén (fločovská formácia)
- 19 – zlepenec, piesčité zlepenec; valúny karbonátov, piesčité vápence s polohami karbonatických zlepenecov – egenburg (rakšanské súvrstvie)

PALEOGÉN

- 20 – bazálne karbonatické súvrstvie: zlepenec, brekcie, piesčité vápence s numulitmi a inými organizmami

MEZOOZOKUM

- 21 – sivé slieňovce a slienité vápence – spodná krieda
- 22 – sivé vápence, rohovcové vápence – stredný a vrchný trias
- 23 – dolomity – stredný a vrchný trias
- 24 – kremence, bridlice, zlepenec – spodný trias

KRYŠTALINIKUM

- 25 – svetlý biotitický až dvojsľudný granit

VŠEOBECNÉ VYSVETLIVKY

- 26 – zlomy: a) zistené, b) predpokladané
- 27 – hranica ochranného rajónu
- 28 – profilová línia