

# MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 10 • ČÍSLO 5

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1978

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

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

## OBSAH — CONTENTS

- Imrich Varga*: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians — Paleoalpínska geodynamika Západných Karpát . . . . . 385  
*Pavol Pospíšil — Dionýz Vass — Ladislav Melioris — Tomáš Repka*: Neotektonická stavba Žitného ostrova a príslušného územia Podunajskej nížiny — Neotectonics of the Žitný ostrov and adjacent area (Danubian lowland, SV Slovakia) . . . . . 443

## SPRÁVY — REPORTS

- Miroslav Ivanov*: Barytová mineralizácia v kremitých porfýroch severozápadne od Pustého Poľa — Baryte mineralisation in a quartz porphyry NE from the Pusté Pole village (Middle Slovakia) . . . . . 457  
*Igor Rojkovič — Ján Král — Ján Michalov*: Kvantitatívna mineralogická analýza rudnianskeho sulfidického koncentrátu — Quantitative mineralogy of the sulphidic concentrate from the Rudňany deposit (East Slovakia) . . . . . 467

## RECENZIE — REVIEWS

- Pavel Malík*: Geological Hazards (B. A. Bolt — W. L. Horn — G. A. MacDonald — R. F. Scott) . . . . . 442

## AKTUALITY

- Ivan Matula — Milan Tréger*: Nové indicie Sn-zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí . . . . . 466  
*Dušan Hovorka*: Poznámky ku genéze variských magmatitov Západných Karpát . . . . . 475

## KRONIKA — CHRONICLE

- V. Struňák*: Ing. Vladislav Pikart päťdesiatročný . . . . . 477  
*Ivan Herčko*: Nové poznatky o vedeckej činnosti Ch. A. Zipsera . . . . . 479

## Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians

(16 Fig. in the text)

IMRICH VARGA

### Палеоальпийская геодинамика Западных Карпат

Палеотектонику Карпат можно анализировать с двух аспектов. Аспект вещественного состава позволяет на основании петрохимии и фациального анализа включить вулканические и осадочные свиты в вероятную палеотектоническую обстановку. Кинематический аспект основан на тектонических и метаморфических фациях пород и на палеомагнетических результатах, позволяющих объяснить взаимные влияния литосферических сегментов. Эти аспекты использовались для реконструкции весьма сложных взаимных движений отдельных сегментов коллизионного орогенного пояса Карпат.

Палеотектоника Карпат в палеозое известна лишь из вещественной точки зрения. Хотя она и создала характерные литофации, одиночные данные не позволяют совместить эти литофации в кинематический план. Данные свидетельствуют о слабой стабилизации коры в предастурском периоде. Послевестфальская коровая революция создала мощную континентальную кору эпирегдинской платформы в местах Евразийской континентальной окраины. Альпийские события независимы от герцидских. Карпаты в раннеальпийское время принадлежали, кроме некоторых передвинутых единиц современно включенных в карпатскую постройку, эгигердической платформе. Палеотектонику в течении триаса определяли движения в океанических областях Тетиды. Континентальная кора в Карпатах продержалась до нижней юры. Континентальное рифтообразование в ранней юре постепенно раскрыло пояс океанической коры и привело к удалению определённых континентальных сегментов в океаническую область Тетис. Начиная средней юрой установилась активная континентальная окраина развивающаяся в островную дугу. Коллизия отделённых континентальных сегментов с этой островной дугой определяла палеоальпийскую геодинамику Карпат. Карпаты находились в местах встречи левосторонних сдвигов западного Средиземноморья с правосторонними сдвигами ЮВ Европы. В следствии самого сильного разрушения предколлизионного состояния находится в Карпатах.

Палинспастические схемы начиная нижней юрой до нижнего палеогена (монс) изображают отдельные особенности палеоальпийского развития. В заключении приведены выводы для тектонической истории Карпат и для тектонической интерпретации некоторых единиц.

### Paleoalpine geodynamics of the West Carpathians

Paleotectonics of the Carpathians may be analysed from two aspects. The aspect of the material content places volcanic and sedimentary lithologies into their most probable paleotectonic environment on the base of petro-

\* RNDr. Imrich V a r g a, Geologický prieskum, 040 51 Košice.

chemistry or facial development. A kinematic aspect, based on tectonic and metamorphic rock facies and on paleomagnetic measurements, is needed to delimit mutual mobile interactions of lithospheric plate segments. These two aspects were used to delimit very complicated motions of individual segments of the collisional orogenic belt of the Carpathians.

The Carpathian paleotectonics during the Paleozoic is until known only from the material aspect. Although pronounced lithofacies produced, scarce data do not allow place them into a kinematic frame. Data point to slight crustal stabilisation before the Asturian events. The Post-Westfalian crustal revolution produced thick continental crust of the Epihercynian platform on the Eurasian continental margin. Alpine events are independent from Hercynian ones. The Carpathians belonged in the Early-Alpine epoch, except of some overthrust units, to the Epihercynian platform. Paleotectonics in the Triassic was governed by motions in the Tethyan oceanic realm. In Carpathians, continental crust of the Epihercynian platform survived till to the Lower Jurassic. As from the Early Jurassic, an oceanic distension started first from continental rifting and it has been accomplished by splitting and remove of considerable parts of the Epihercynian platform into the Tethyan oceanic realm. As early as the Middle Jurassic, an active continental margin evolving into island arc was established. Collision of detached continental segments with this island arc governed the Palealpine geodynamics of the Carpathians. The Carpathians were located in places, where sinistral Palealpine movements of the Western Mediterranean met with dextral movements in SE Europe. As a consequence, most intense destruction of pre-collisional stage occurred in the Carpathians.

Palinspastic schemes from the Early Jurassic to the Lower Paleogene (Montian) represent individual peculiarities of the Palealpine development. Finally, consequences for West Carpathian tectonic history and tectonic interpretation of some units are briefly evaluated.

In the last decade, geological development of the Alpine-Mediterranean region has been modelled in several tens of papers assuming plate-tectonic principles (D. P. McKenzie 1970, A. G. Smith 1971, K. J. Hsü 1971a, 1976, J. F. Dewey et al. 1973, M. Boccaletti et al. 1971, 1974a, 1974b, H. Laubscher 1971a, 1971b, 1973, 1975, M. Boccaletti 1974a, 1974b, 1975, E. Szádeczky-Kardoss 1975, 1976, G. V. Dal Piaz 1976, D. Roeder 1976, H. Bögel 1975, V. J. Dietrich 1976, M. Książkiewicz 1977, a.o.). Numerous part of these models includes the area of Carpathians as well (C. Roman 1971, L. Stegena 1972, M. Boccaletti et al. 1973, 1974b, M. Maheř 1974a, 1977a, M. Bleahu 1974, N. Herz — H. Savu 1974, F. Horváth et al. 1974, F. Horváth 1975, R. Ney 1975, 1976, L. Stegena et al. 1975, V. N. Utrobin — L. V. Lineckaya 1975, G. N. Dolenko — L. G. Danilovich 1975, L. G. Danilovich 1976, a.o.).

In spite of voluminous literature, some basic presumptions of these models were ambiguously accepted. Disregarding confusions in nomenclature adopted, considerable controversies exist on meaning, extent and polarity of older interplate tectonics or that of the Alpine period. Existence and pattern of subductions during the Cretaceous in the Alpine-Mediterranean belt are not unitarily accepted, role and importance of marginal basins remain unclear, motives of delimitation, fragmentation, displacements and rotations of microplates or their palinspastics have been questioned. Doubts arise against the importance of transform faulting and several other basic problems remained unsolved.



It is not surprising therefore, that some of mentioned models provoked strong objections amongst geologists.

Obviously, these objections against certain designs arised partly due to their considerable inconsistence with local or regional geology. However, main confusion caused their disregard to processes evoked by plate kinematics. Recent contradictions are mirrored in heavy terminological disorder, therefore it appears useful outline terminological principles used in this paper.

Lithospheric subduction represents mutual geokinetic and thermodynamic interaction of two lithospheric plates, reaching minimal length of 1000—2000 km and breadth of 300—500 km. For the West Carpathians, it may be applied only to processes caused by motions of two large lithospheric plates (Africa and Eurasia) in a broad mobile belt between them (Tethys), in the whole. Among others, this type of subductions led to:

- generation of extensive mélangé belts on converging oceanic and continental plate margins, delimiting ancient and active continental margins in paleotectonic sense,

- origin of paired metamorphic belts (A. Miyashiro 1973),

- palingenesis and diapirism of calcalkaline magmatites on active continental margin or in volcanic arc,

- evolution of secondary, suboceanic and oceanic marginal basins behind island arc (developing from "ensialic" to "ensimatic" stage),

- initiation of metallogenesis in orogenic belts and zonal arrangement of extensive metallogenetic belts.

The first four events may be assumed as to be in chronological order.

A peculiar instance of lithospheric subduction (in case if oceanic lithosphere lacks or has been previously consumed) represents the continental collision of lithospheric plates, from which another set of processes may be deduced that have been originally named as subductions (A. Amstutz 1955). However, it concerns different events from previous ones, the crustal subductions.

Crustal subduction (R. Trümpy 1975b) represents mutual superposition of crustal segments. It may have been moving force in nappe generation, caused superimposed thickening or thinning of isofacial metamorphic zones (they became doubled or hiated), led to changes of geothermic gradients in alpinotype folded areas and by its action, the generation of thermal domes and/or depressions of limited extent may be explained. Participating crustal segments attain 5—25 km thickness, several 100 km length and 50, rarely 100 km breadth. Up to present, nappe generation theories of Alps and Carpathians rely mainly on the notion of crustal subduction.

Crustal subductions as moving force, provide plausible explanation for following events:

- origin of gravity and seismic conductivity anomalies in the continental crust (gravity gradient and seismic wave velocity inversion),

- linear arrangement of geophysical anomalies in the continental crust (magnetic, gravimetric and magnetotelluric anomalies),

- destruction and disassembly of products of plate interactions originated during older geotectonic cycles, incorporating them into edifices of collisional orogenic belts,

- redistribution of metallogenetic regions and districts, as well as their mutual contrastaneous arrangement.

There is some uncertainty on limits between both types of subductions, as these limits have been established, geologically and geophysically, very roughly

## Two aspects of evolution

Using lithospheric plate-tectonic principles, paleotectonics of the Alpine-Carpathian system may be analysed from two aspects.

The aspect of material content judges from sedimentary, volcanic and plutonic lithofacies on the paleotectonic position. Being principal for palinspastic restorations, its employ in sedimentary record analysis enabled to reconstruct Mesozoic paleogeography of the Mediterranean domain in rough lines (A. Hallam 1971, R. Trümpy 1971, 1973, 1975a, K. A. W. Crook 1974, D. Bernoulli — H. Laubscher 1972, D. Bernoulli — H. C. Jenkyns 1974, M. B. Cita — S. I. Premoli 1974, A. Bossellini — E. L. Winterer 1975, J. R. Curray 1975, M. Epting et al. 1976, F. C. Wesel 1976, R. Hesse — A. Butt 1976, R. Marschalko 1975 a o.). Important conclusions may be deduced from dependences between petrochemistry of volcanites and their tectonic setting (H. Kuno 1966, 1968, A. Sugimura 1967, N. Hubbard 1969, A. Rittmann 1971, P. Jakeš — J. R. White 1972, A. E. Ringwood 1974, B. D. Marsh — I. S. E. Carmichael 1974, C. Lefèvre et al. 1974, W. S. Fyfe — A. R. McBirney 1975, W. K. Dickinson 1975, A. Miyashiro 1975a, 1975b, M. Besson — M. Fonteilles 1975, T. H. Pearce et al. 1975, R. Heikinian — G. Thompson 1976, J. A. Pearce 1976, R. N. Anderson et al. 1976, B. G. Sokratov 1976 a o.), as well as from paleotectonic position of plutonites (J. Gilluly 1971, A. Simonen 1972, P. J. Willie et al. 1976 a o.). But no given material content can be solely considered to reflect neither the complexity of dynamics of lithospheric plate motions nor that of their restricted fragments.

Induced dynamics of plate fragments may be reconstructed only on a kinematic aspect, using paleomagnetic data and both tectonic and metamorphic facies of rock assemblages. To deduce a dynamic model of evolution, it is very important take into consideration serpentinites, blueschist assemblages, mélanges, belts of evaporite diapirs and magmatic associations positioned along paired metamorphic belts.

To restore West Carpathian tectonic history, best conditions yield their innermost units, mainly the Gemerides, where almost continuously, products of development during the last 500 m. y. are preserved. Gemerides are striking in variety of sedimentary and volcanic lithofacies originated in older geotectonic cycles. Their history enables assume in qualitative manner crustal evolution, since only this innermost structural belt of Carpathians yields such tectonic, metamorphic and magmatic products on the surface, which witness to peculiarities of a mobile crustal history (blueschist assemblages, Paleocalpine granites).

Petrochemistry of volcanogenous lithofacies is presented on diagrams modified from H. de Roche's (1968) ones (Fig. 1). Despite the lack of petrogenetically important analyses (rare-earth content, isotopic data), these diagrams point

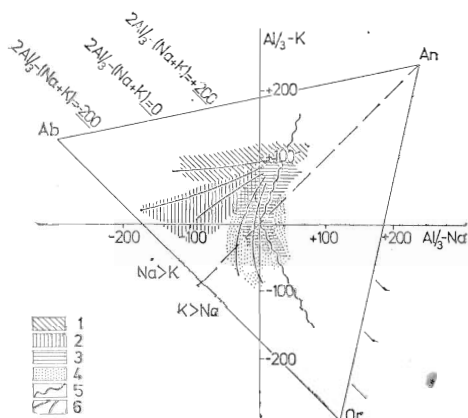


Fig. 1. H. de La Roche's diagram. Values are in atomic amounts. Areas of main eruptive associations: 1 — tholeiitic, 2 — sodalcalic associations of continental rifts, 3 — calcalcaline associations of island arcs and active continental margins, 4 — potash-alkaline associations behind island arcs (Mediterranean character), 5 — boundary of anatectic, intracrustal magmatism and of sedimentary rocks, 6 — differentiation trends of typical eruptive associations

Obr. 1. H. de La Rocheov diagram. Hodnoty sú v atómových množstvách. Polia hlavných asociácií erupzív: 1 — tholeiitická, 2 — Na-alkalická asociácia kontinentálnych riftov, 3 — Ca-alkalická asociácia v tyle orogénnych pásiem a ostrovných oblúkov (mediteránne), 5 — hranica anatektických kôrových magiem a pŕa sedimentárnych hornín, 6 — diferenciačné trendy typických erupzívnych asociácií.

asociácia ostrovných oblúkov a aktívnych kontinentálnych okrajov, 4 — K-alkalické asociácie v tyle orogénnych pásiem a ostrovných oblúkov (mediteránne), 5 — hranica anatektických kôrových magiem a pŕa sedimentárnych hornín, 6 — diferenciačné trendy typických erupzívnych asociácií.

to main differentiation trend in volcanic rock associations and so allow to consider their probable paleotectonic position.

Although pronounced lithofacies have been preserved, the Prealpine development of the area is known only fragmentarily from the material record. Extent and kinetics of movements remain unknown for the whole Prealpine epoch. Despite doubts on usefulness to apply actualistic concepts for the Prealpine development (A. E. Engel — D. L. Kelin 1972, W. Krebs — H. Wachendorf 1973, J. C. Briden 1973), newer data allowed fairly convincing interpretations of the Hercynian orogenesis by plate-tectonics (J. P. N. Badham — C. Halls 1975, G. B. Vai — G. Elter 1974, V. Lorenz — I. A. Nicholls 1976 a o.).

### Tectonic background of paleovolcanites

During the Early Paleozoic, a huge volcano-sedimentary complex developed in the Gemerides containing acid and basic volcanites, the Gelnica group. Stratigraphy and correlations to surrounding units remain problematic. Flyschoid sedimentation points to geosynclinal, probably suboceanic and deep-marine environment. Such environmental pattern is reflected by synchronous basic volcanites manifesting tholeiitic to keratophyric differentiation trend of oceanic basalts (Fig. 2). Nevertheless, overwhelming paleovolcanites of the unit (porphyroids), although being organic part of the Gelnica group, are "allogeneous". Porphyroids are neither typical for deep-marine and flysch environment nor "initial"; their pronounced calcalcaline differentiation trend (Fig. 3) points to conditions of an island arc or of active continental margin (Andean type) still after considerable mixing with synchronous sediments. Predominant ignimbrite character and petrochemistry may signalise, synchronous or previous, rapid subduction of voluminous water-rich sediments. Probably, this porphyroid is an equi-

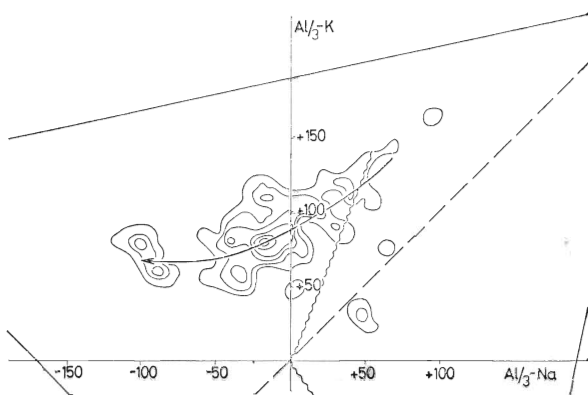


Fig. 2. Basic volcanites in the Gemeride Early Paleozoic (the Rakovec development).  
Obr. 2. Báziká staršieho paleozoika gemeríd (rakovecký vývoj)

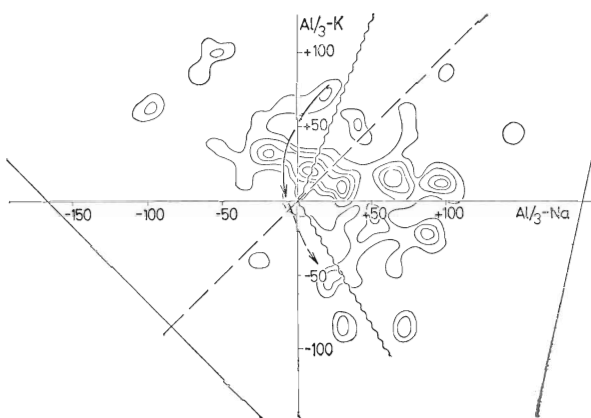


Fig. 3. Porphyroide of the Gemerides Early Paleozoic (the Gelnica development).  
Mixing with sedimentogenous material is remarkable  
Obr. 3. Porfyroidy staršieho paleozoika gemeríd (gelnický vývoj). Pozoruhodné je  
miešanie so sedimentogénnym materiálom (tufity).

valent of similar ignimbrite deposits on extensive Paleoeuropean continental margin in the Late Ordovician (J. F. Dewey 1971, H. Flügel — H. P. Schönlaub 1972, S. Borsi et al. 1975). Frequent sedimentogenous structures testify, though partial, redeposition in turbidites (graded bedding, lamination). Best explanation for synchronous accumulation of both volcanic series together with flyschoid strata in a single basin, yields the concept of secondary, suboceanic basin environment, where ultramafic rocks (localities Vyšný Klátov, Ploské and Breznička) may signalise accretional growth in mature stages extending probably into the Lower Carboniferous.

The Upper Carboniferous of the Gemerides bears similar problems caused partly by unaccurate stratigraphy. Poorly differentiated tholeiitic volcanism of that period in the Northern Gemerides (premature sodalcaline differentiation tendency — Fig. 4) may be attributed to initial ritting on slightly consolidated



crust. Differentiation span of these volcanites does not attain the pattern of partly similar Lower Paleozoic ones. Presumed slightly consolidated substratum and weak, but Alpine epizonal metamorphism, contrasts with present position of the Gemeride Paleozoic in between crystalline of Northern Carpathians and Early Paleozoic units of the Pannonian basin, consisting of fairly huge proportions of Variscan high-metamorphic and plutonic rock series. Accordingly, this position resulted from younger displacements. The Upper Carboniferous sequence of Gemerides holds another discrepancy between prevailing sediment type, representing comparable lithologies to Early Paleozoic ones (except of rare conglomerates) and the lack of sialic, intracrustal volcanism appearing only after the Asturian phase (I. Varga 1971). Contrary to surrounding West Carpathian units, the general similarity of basic volcanites in the Gemeride Paleozoic points to weak orogenic stabilisation before Upper Carboniferous events (T. Buday et al. 1960, P. Grecula 1973, M. Maheľ 1974b).

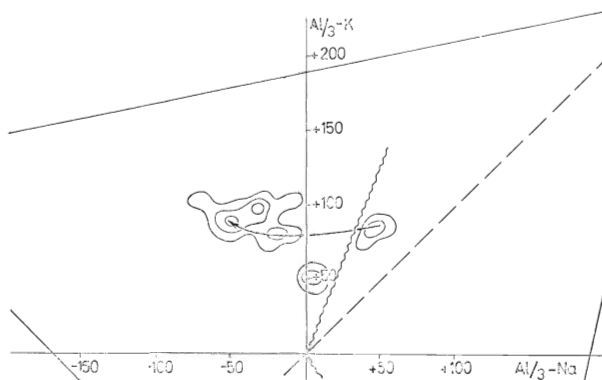


Fig. 4. Basic magmatites in the North Gemerides Carboniferous.  
Obr. 4. Bázičné horniny v karbóne severných gemerid

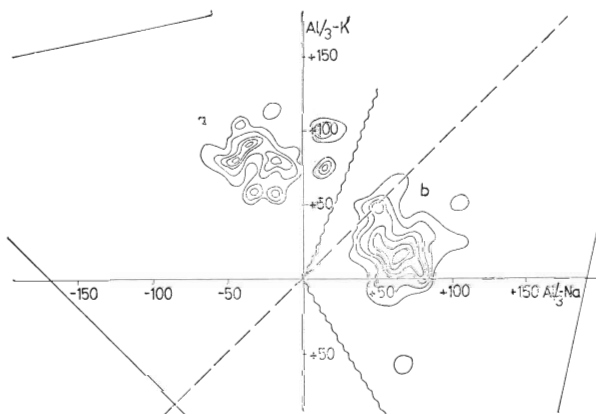


Fig. 5. Permian volcanites of West Carpathians. a — tholeiites from the Choč nappe, b — intracrustal quartz porphyries from the North Gemeride area.  
Obr. 5. Vulkanity permu Západných Karpát. a — tholeiity chočského príkrovu, b — kôrové kremité porfýry severných gemerid.

Signs of a fundamental change in Gemeride and entire West Carpathian lithofacies appeared after post-Westphalian crustal revolution (Leonian, Asturian phases). Signified by rapid appearance of intracrustal, autochthonous and acid calcalkaline volcanites of narrow differentiation span, considerable continental accretion may be supposed (Fig. 5). Tholeiitic, feebly differentiated melaphyres accompanying mature continental molasse of the Choč sedimentation area (J. Vozár 1977) fairly fit with such geotectonic background. Likely, both volcanic series were bound to deep-reaching continental rifts on post-Westphalian stabilized crust. Permian paleovolcanites bear testimony to this crustal stabilisation and hence they hardly have had any geodynamic connection to subsequent, Alpine tectonomagmatic processes.

Recent data proved Upper Triassic age of considerable portions of the Meliata series (H. Kozur — R. Mock 1973). This argues against formerly presumed persistency of oceanic lithologies from the Early Paleozoic into Lower Triassic time. On the other hand, in lithofacies that yielded Upper Permian to Lower Triassic Palynomorpha from the area (Ž. Ilavská 1963), neither volcanites nor volcanogenous admixture in sedimentary rocks occur. Similarly, nonvolcanic Permian development in the Bükk Mts., Hungary (K. Balogh 1964, S. Antal 1975) may be interpreted as originated on stable continental margin. Hence, in areas undisturbed by older Variscan tectonometamorphic events, the Asturian phase represented important break in their paleotectonic development.

If based on volcanic manifestations, scarce data exist to restore West Carpathian paleotectonics during the Mesozoic. Therefore we have to rely upon volcanites of surrounding units. Middle Anisian and Lower Ladinian volcanites of the Bükk Mts. as well as similar Mesozoic diabbases from the Jaklovce (NE Gemerides) vicinity manifest spilitic to keratophyric differentiation of tholeiites (Fig. 6 and 7). Probably, they may be related to the early distension of the Tethyan realm, naturally in a fairly different disposition from recent one.

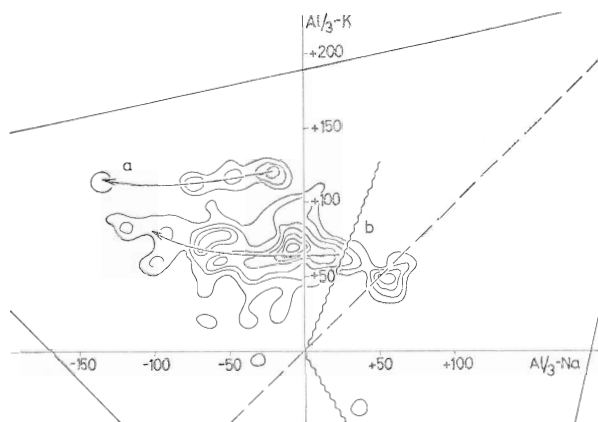


Fig. 6. Mesozoic volcanites of the Bükk Mts., Hungary. a — Lower Ladinian cycle, b — Middle Anisian cycle.

Obr. 6. Mezozoické vulkanity Bukových hôr, a — spodnoladínsky, b — strednoaniský cyklus.

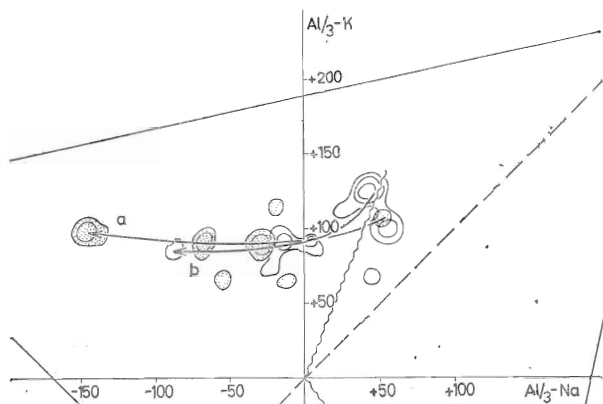


Fig. 7. Mesozoic volcanites of Gemerides. a — Jaklovce vicinity, b — Slovak karst area.

Obr. 7. Mezozoické vulkanity v gemeridách. a — Jaklovce, b — Slovenský kras.

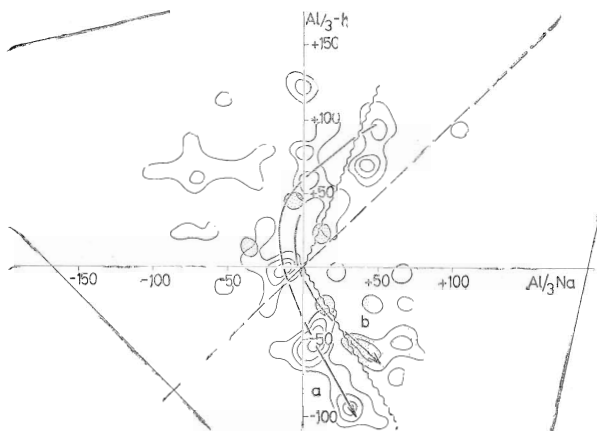


Fig. 8. Potash-alkaline volcanic series in the Carpathian Mesozoic. a — Upper Ladinian — Carnian cycle of the Bükk Mts., Hungary, b — volcanites of the West Carpathian Drienok nappe.

Obr. 8. K-alkalické vulkanické série v mezozoiku. a — vrchnoladínsko-karnský cyklus v Bukových vrchoch, b — vulkanity v príkrove Drienka Západných Karpát.

Common appearance of tectonically inserted slices of ultrabasites among Mesozoic basites of Gemerides (D. Hovorka — J. Zloucha 1974) is a proof for their allochtony.

Another magmatic differentiation and consequently also another paleotectonic background manifest products of the Upper Ladinian — Lower Carnian volcanic cycle in the Bükk Mts., Hungary (K. Balogh 1964) as well as paleovolcanites of the Drienok nappe in the West Carpathians (M. Slavkay 1964). Common shoshonitic differentiation trend of both (Fig. 8) may point to the

generation in a volcanic arc. Deformations or other orogenetic manifestations remain until hidden, if only flysch sedimentation of the Lunz beds should be attributed to the same phase (Laba phase ?). Essentially calcalkaline volcanites of the cycle, differentiated to extreme potassic varieties signalise the importance of this phase in the development of West Carpathian and surrounding units. Otherwise, prevailing shallow-marine environment of West Carpathian Triassic carbonates (M. Mišík 1966, 1970, 1972) on Asturian stabilised crystalline to epimetamorphic basement and on continental to epicontinental Permian fits the whole area, during Triassic, to the Epihercynian platform.

Insufficient proofs support so far crustal state and paleotectonic relations of central West Carpathian units during the Jurassic and Lower Cretaceous. Probably, fragmentation of the Eurasian continental lithosphere, initiated in the Middle Triassic, further extended during the Lower Jurassic. Sedimentary record to this process yield Jurassic developments of alternating deep and shallow marine facies, but any greater volume nor pronounced oceanic volcanites accompanied the deep-marine sedimentation. Consequently, testimony to synchronous oceanic distension is missing in central West Carpathian units. On the contrary, limburgite — augitite eruptives of the Carpathian Jurassic (Fig. 9) have been produced by linear, embryonal rifting on continental crust. Analogous sodalcaline and probably rift-backed petrochemistry manifest Liassic volcanites (bostonite) interbedded within coal-bearing Gresten facies of paralic sediments in the Mecsek—Kiskőrös belt (Gy. Wein 1969), Getic nappe and in the internal Danubien of Southern Carpathians (Braşov — Dîmbrovicioara, Sviniţa; M. Săndulescu 1975). Comparable with ophiolites of the Alpine Penninic trough, an advanced stage of continental fragmentation achieving oceanic crustal state signify but mature ophiolite sequences of the Middle to Upper Jurassic in the NE Hungarian lowland flysch belt, in the Ceahlău — Kamenny Potok and Severin nappes, in the Vardar zone and in the inner ophiolite

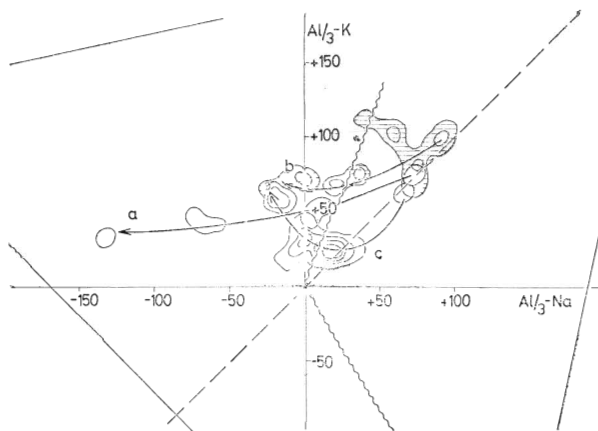


Fig. 9. Jurassic and Lower Cretaceous volcanites generated by continental rifting. a — bostonite of the Mecsek—Kiskőrös range, b — limburgite and augitite occurrences in the West Carpathians, c — teschenite of the Western Beskydy Mts.

Obr. 9. Riftové vulkanity v jure a spodnej kriede. a — bostonity v pásme Mecsek—Kiskőrös, b — limburgity a augitity jury a spodnej kriedy Západných Karpát, c — těšínity Beskyd.

belt of the Dinarides. Appearance of an early flysch of Lower Cretaceous and partly already of Upper Jurassic age is for the most part of these regions quite striking.

Volcanic associations, originated on continental rifts are less abundant during the Lower Cretaceous. Related differentiation trends manifest paleovolcanites of the Mecsek and Villány Mts. in Hungary or in the Silesian nappe of the West Carpathians (Western Beskydy Mts.).

Ophiolite-producing volcanism continued during the Lower Cretaceous only in lesser part of Palealpine units, as it is in the Bucovinian nappe of Eastern Carpathians, in innermost slices of the Ceahlău — Kamenny Potok unit, in the Munții Metalliferi (Feneș — Bedeleu unit) and in the eastern part of the Trascău unit (M. Săndulescu 1975). Other indices occur also in the Lower Cretaceous flysch sequence of the NE Hungarian lowland basement (K. Szepesházy 1973). Restricted frequency of ophiolites bears evidence that both oceanic crust and related magmatic activity had to have gradually decreasing extent. In mentioned units, onset of flysch (locally even wildflysch) sedimentation prevailed during the Barremian and Aptian (M. Săndulescu 1975).

The Lower Cretaceous period yielded latest ophiolites in the Carpathians. Contrary, somewhere already in the Cenomanian, but mainly as early as the Senonian, magmatites manifesting distinct calcalcaline differentiation trends appeared (Gemerides, source area of exotics in the Pieniny klippen belt flysch, East Carpathians, Getic nappe, Timok, Sredna Gora, Vardar zone). Petrochemistry of these magmatites points to conditions of a typical volcanic (island) arc during the Senonian and subsequent stages. On the other hand, although similarly calcalcaline, differentiation trends of somewhat younger Carpathian volcanites in the Paleogene, Upper Eocene and Lower Oligocene from Transdanubia, Mátra Mts., Apuseni and Banat approach to the pattern of volcanites originating in the course of Neogene period in this region. Hence, they signalise already onset of a different paleotectonic situation, analogous to the tectonic background of neovolcanites (mantle diapir on the backside of the orogenic front) without any relevant lithospheric subduction.

Summarising previous analysis, two distinctly different Upper Paleozoic to Triassic developments may be outlined in the West Carpathians, fairly comparable with related developments of broader surroundings:

— Epihercynian platform development on Hercynian and older crystalline basement. Its Permian molasse frequently contains intracrustal and acid, less frequently even intracrustal tholeiitic volcanites. During the Triassic, this domain has been characterised by shallow-marine, thick or thin, platform carbonate development containing only sporadic volcanogenous intercalations (tuffite) in the Ladinian. Influences of important paleogeographic changes during the Triassic — Jurassic boundary have been locally forecasted as early as the Carnian (Lunz beds). Considerable southern part of the carbonate platform belongs to the Tethyan bioprovince, only its northern portions containing frequent terrigenous intercalations on partly exposed pre-Triassic basement (Vindelic elevation) belong to the German bioprovince of the Triassic (A. Hailam 1973, A. Bossellini — K. J. Hsü 1973, H. Kozur 1975 a o.).

— Development of stable continental margin of the Epihercynian platform (pre-Hercynian crystalline and unmetamorphosed Paleozoic). Ocean-deri-

ved influences manifested in related volcanic activity as early as the lower part of the Middle Triassic (O. Monod et al. 1974, F. Baroz et al. 1974). Pronounced oceanic tholeiites originated during the Anisian and Lower Ladinian, whereas acid, locally even shoshonitic calcalcaline volcanites appeared in the Upper Ladinian and Carnian. Calcalcaline volcanites have been accompanied by detritic sediments and may have point to conditions of an active continental margin or that of an island arc. Carbonates of the domain belong to the southern Tethyan bioprovince of the Triassic.

In the course of the Jurassic and Lower Cretaceous, independent and paleotectonically different developments originated on previous basements. Differentiation of the Epihercynian platform initiated already during the Lower Jurassic and it led to considerable differences in lithology and thicknesses of Jurassic to Lower Cretaceous developments (clastic, carbonate and marly — cherty facies; D. Bernoulli — H. C. Jenkins 1974). Initial segmentation of the Epihercynian platform has been reflected at first in generation of continental rift-bound embryonal volcanites in the Lower Jurassic and only rarely in younger units. (limburgite, augitite and bostonite). Gradually, considerable part of the former platform has been split away from the Eurasian continental lithospheric plate, what has been reflected by huge ophiolite developments. Preordary part of Mesozoic units, recently incorporated into the Carpathian edifice (Tatrides, Zemplín Inselberg, Mecsek, Apuseni, Bihor a o.) together with joined units of the Alps, represent these separated, removed and during Middle to Upper Jurassic fairly distant remnants of the Epihercynian platform.

The process resulted in independent Jurassic to Lower Cretaceous developments:

- Mainly calcareous and marly, less psammitic and rarely psephitic (e. g. the Silesian unit) development of the Eurasian margin of the Epihercynian platform. Scarce volcanic manifestations, bound to linear feeding channels and generated by continental rifting are known to occur in the Lower Cretaceous sequences (teschenite). As proved by paleogeographic restorations (E. Hanzlíková — Z. Roth 1965), gradual annexion of this domain by the advancing orogenic front of the Carpathians started already in the Albian.

- Shallow-marine, oolitic, organogenous or marly limestones, dolomites, marls, bauxites, manganese ores and cherts (in the Austroalpine, Central Carpathians, Julian Alps, High Karst, Durmitor nappe and in the central Dinaric zone) form an independent group of lithofacii. Locally, the Jurassic is completely lacking and in place of it, the eroded Triassic or pre-Triassic substratum outcropped. Jurassic sedimentation overpassed locally into the Lower Cretaceous. As proved by heavy mineral content in sediments (grenat, staurolite, ilmenite a o.), Jurassic sedimentation of the area had to have although partial, but distinct source area in crystalline terrains. Lithology, together with both sedimentological and paleontological data (A. Hallam 1971, 1973, J. Fülöp 1976) contradict to presumed deep-marine sedimentation of the red Jurassic (ammonitico rosso) in this area. A drastic change occurred but in the uppermost Lower Cretaceous (Lower Albian), when heavy portions of chromite, leucoxene, glaucophane, chloritoid, but also tourmaline appeared in fine marly aleurolites or in shallow-marine organogenous limestones (M. Mišík 1976, J. Fülöp 1976), testifying dramatic break in source area composition. At the same time,



distinct changes occurred also in source area composition, that supplied black flysch to subflysch lithologies surrounding central Carpathian units (D. Gri-gorescu — N. Anastasiu 1976). Chronological and probably also spatial correlation with the onset of flysch sedimentation in ophiolite-bearing sequences of the Jurassic is quite important. In addition, chronological relation to the "Manin phase" (D. Andrusov 1959) of the Pieniny klippen belt is very conspicuous as well.

— Independent from older basement and accompanied by deep-marine sediments, huge ophiolite assemblages developed during the Middle to Upper Jurassic (in the Ligurian complex, Penninic realm, part of the Pieniny klippen belt source area, Mureş geosyncline, flysch belt in the NE Hungarian lowland basement, ophiolites of central Dinarides and of the Vardar zone as well as their continuation to the SE). Ophiolite-bearing lithologies overpassed into the Lower Cretaceous only in more external units (Ceahlău — Kamenny Potok, Severin a.o.). The extent of ophiolites during the Middle and Upper Jurassic points to the existence of oceanic crust in a belt between the stable margin of the Eurasian platform and splitted away segments of continental crust in the Tethyan realm. At the same time, lesser amount of ophiolites in external Carpathian units point to foundation of marginal basins where ophiolitic volcanism survived until the Lower Cretaceous. Nevertheless, two developments should be outlined according to the sedimentary suite of ophiolites; the first one in which fine turbidites and cherts prevailed over carbonates, and the second, having large portions of carbonates (frequently in form of olistoliths and olistostromes) together with coarse turbidites. During the Lower Cretaceous, ophiolite volcanism has been manifested in reduced extent, usually accompanied by coarse flysch to wildflysch sequences. At that time, already imminent signs of commencing collisional geodynamics initiated in the Tethyan realm.

### **Products of mobile interactions between lithospheric plates**

A qualitative model, based on the petrochemistry of volcanites and on the sedimentary record cannot explain entirely the history of mutual mobile interactions between lithospheric plates and their fragments. Dynamics of the development may be deduced only, if pronounced products of these interactions will be assumed, such as coexisting high-pressure metamorphic belts and serpentinites, mélanges, belts of evaporite diapirs and belts of calcalkaline magmatic associations bound to zones of high heat-flow above subducted oceanic lithosphere.

In the course of Cretaceous orogenic processes, blueschist-serpentinite belts originated in the Alpine-Mediterranean area, usually accompanied by mélange-type rock assemblages (K. J. Hsü 1971b, M. D. Dimitrijevič — M. N. Dimitrijevič 1973, 1976, Z. Durđanović 1974). Data from the western Alpine segment point to Paleocalpine (Early Alpine or Eoalpine, according to West European authors) age of oldest high-pressure associations, i. e. 70—100 m. y. (M. Frey et al. 1974, G. V. Dal Piaz 1976, J. Desmons 1977 a.o.). Although radiometric determinations from SE Europe are lacking so far, geological observations proved that Early Alpine blueschist assemblages are here still older, of Upper Jurassic to Lower Cretaceous age (G. Boillot in D. Fantinet et al. 1977). Since Alpine blueschist occurrences are known in the West Carpathians as well, an analysis of their age-relations is necessary.

High pressure — low temperature metamorphic assemblages signalise collisional plate margins of continental and oceanic lithosphere (M. C. Blake — W. P. Irwin — R. G. Coleman 1969, R. G. Coleman 1971, W. G. Ernst 1973a, 1973b, 1975, A. Miyashiro 1972, 1973). In Alpides, such Paleoalpine collisional margin may be traced along the northern Tethyan margin from blueschist assemblages, accompanied usually by serpentinites: Betic Cordillera (W. Kampschuur 1975, W. Kampschuur — H. E. Rondeel 1975) — Corsica (D. Ohnenstetter et al. 1976) — Western and Eastern Alps (extensive literature see W. G. Ernst 1973a, more recently J. Desmons 1977) — Rechnitzer Mts. (H. Heritsch 1965, E. M. Walitzki — J. Borschutzky 1967) — Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (P. Rozložník 1914, J. Kamenický 1957, P. Reichwalder 1973, I. Varga 1973) — Pieniny klippen belt source area (M. Mišík 1976); Fruška Gora Mts. (M. Kišpatić 1887, Z. Durdanović 1971) — Vardar zone (F. Machatschki 1943, J. Pamič 1972) — NW Anatolia (E. Cogulu 1965, O. Kaya 1972) — Little Caucasus (S. Adamia et al. 1977). A similar belt occurs also near to the southern margin of the Mediterranean orogene, signalising southern margin of recently scattered collisional products between the Eurasian and African lithospheric plates: Rif (J. Kornprobst 1974) — Calabria (W. P. de Roover et al. 1967, G. Piccarretta — G. Zirpoli 1975) — Subpelagonian zone (F. Derycke — I. Godfriaux 1976) — South Aegean islands (E. Seidel — M. Okrusch 1976) — Western Taurus (L. E. Ricou et al. 1975) — Zagros Mts. (J. Braud — L. E. Ricou 1975).

Only in SE Europe and Asia minor, calcalcaline magmatites of the Paleoalpine period occur in a parallel belt to blueschist — serpentinite associations. The belt of volcanites and plutonites manifesting characteristic differentiation trends of island arc ones, may be traced by occurrences in the Gemerides and Veporides, in the source area of exotic pebbles derived into flysch sequences of the Pieniny klippen belt, in East Carpathians, Southern Carpathians, Timok, Sredna Gora zone, continuing in the Pontian — Transcaucasian range. Synchronous, high-temperature metamorphism is until manifested but feebly in this belt, probably due to slight denudation of its deeper levels.

Noteworthy, most western occurrences of Cretaceous calcalcaline magmatites are as far as the Gemerides and the Pieniny klippen belt. If based on radiometric K/Ar ages, then more westernly, in the Austroalpine crystalline (High Tauern Mts.), only a contemporaneous thermal event occurred, being documented by frequent K/Ar ages of white mica and by moderately younger, both K/Ar and Rb/Sr ages of biotite (74—92 m. y.; Turonian — Campanian). These ages have been interpreted as already cooling ones, caused by uprise, denudation (before and during the Gossau sedimentation) and by upthrusting of the Austroalpine on the Penninic foreland. Noteworthy, the Upper Cretaceous thermal event was preceded by a thermal metamorphic high, evidenced by Neocomian Rb/Sr ages of white mica in the old crystalline ("Schneebergkristallisation") between 110—130 m. y., but it influenced only areas around the Tauern window (M. Satir 1976). The lack or scarcity of Paleoalpine calcalcaline magmatites in the Eastern Alps and elsewhere to the W from Carpathians caused difficulties in attempts to interpret the Austroalpine overthrust in terms of a lithospheric subduction (G. V. Dal Piaz 1976 a o.).

The East Alpine thermal high during the Neocomian had to have influenced

broader areas and, probably, similarly overprinted also West Carpathian units. Conspicuously, in the Roumanian East Carpathians a similar distribution of radiometric ages to ones in the Eastalpine crystalline has been ascertained (R. Dimitrescu 1976). Therefore, maximum of the Palealpine thermal event to have took place earlier, as it is supposed so far for the West Carpathians and must have resulted in crystallisation of micas between 110—120 m. y. (Barremian — Aptian). The event probably signalised last crystallisation of melts in the island arc and introduced collisional geodynamics of continental Tethyan segments. Initiation of crustal subductions may be placed in this period.

Contrary to other Carpathian units, previous arguments point to different paleotectonic position and geodynamic role of units containing Palealpine calcalcaline magmatites. Beyond facial differences of pre-Alpine lithologies, they have had different geodynamic development during the Palealpine period, including the Lower Cretaceous. Accordingly, these units differ from overthrust Austroalpine and related West Carpathian crustal segments or even from the Dinarides. Recent arrangement of tectonic units containing Palealpine granites (Veporides and Gemerides) in central Carpathians is therefore due to subsequent, yet mainly Nealpine movements.

Parallel belts of volcanoplutonic associations and high-pressure assemblages signalise outwards plunge directions of the Palealpine lithospheric subduction, towards the external margin of the Nealpine and recent Carpathian arrangement, underneath the Epihercynian platform of Eurasia. Initial stage of this lithospheric subduction is undeterminable so far in the Carpathians (contrary to crustal subductions initiated in the Barrenian and Aptian). Calcalcaline magmatism generating in volcanic arc has been ascertained to occur already in Lower Jurassic sequences of the Pontian — Transcaucasian range (S. Adamia et al. 1977). Plutonites and volcanites of similar character appeared in the Upper Jurassic — Lower Cretaceous of the Vardar zone (G. Deleon 1969, 1969, S. Karamata in M. Maher et al. 1974). There, locally, synchronous rhyolites occur as well (D. Fantinet et al. 1977). Considerable amounts of volcanites and plutonites originated during the Upper Cretaceous in the eastern part of the Balkan peninsula (Timok, Sredna Gora). These may be interpreted as late products of terminating lithospheric subduction from the Lower Cretaceous, in time, when already collisional geodynamics commenced. Their peculiar geochemistry (higher basicity, trachytic differentiates) seem to witness such position, too.

Disregarding until insufficiently known older eruptives from exotic pebbles of the Pieniny klippen belt and rarely from other units (Gemerides, Malé Karpaty Mts.), an Upper Cretaceous magmatic activity in the West Carpathian has been until evidenced only by K/Ar age of biotite in the Gemeride granite and in the Veporide crystalline (J. Kantor 1960). Together with older ages of eruptives from SE Europe, previous data point to gradually younger age of calcalcaline magmatites from SE to NW in the northern branch of Alpides. It is remarkable that calcalcaline magmatites disappear, almost completely, to the West from the Carpathian area.

To resolve the original arrangement of recently dissipated belt of high-pressure assemblages and that of the parallel magmatic associations, we have to withdraw superimposed rotations and nappe overthrusts, limited by sinistral and dextral wrench tectonics in the Alpine belt. Superimposed, unbalanced

assemblages in blueschists (W. P. de Roever — H. J. Nijhuis 1964, W. G. Ernst 1973a, J. Desmons 1977 a.o.) as well as their position in Mesoalpine nappes (R. Trümpy 1975) point to secondary displacement. This displacement occurred during younger crustal movements and under different P—T conditions (W. Ernst l.c.). It was the cause why the high-pressure metamorphism has been named as "transported metamorphism" (G. V. Dal Piaz et al. 1972) or as to represent "fossil, fragmented isograds" (P. Bearth 1974). Hence, the high-pressure crystallisation (supported by radiometric ages) cannot be connected with nappe generation neither in Alps nor elsewhere. Subsequent nappe overthrusts of high-pressure metamorphic assemblages may be plausibly explained by superimposed crustal subductions. Vectors of superimposed movements have been preserved in paleomagnetic orientations of rocks.

Several rotations have been ascertained by paleomagnetic investigations in the Alpine-Mediterranean belt so far:

Counterclockwise rotations occurred in following areas: Iberia by 30—35° (R. van der Voo 1967, P. G. van Dongen 1967) — Corsica by 35° (V. Alvarez 1972) — Northern Apennines by 50° (J. E. Channel — D. H. Tarling 1975, W. Lowrie — W. Alvarez 1974) — Southern Alps by 50° (J. D. A. Zijdevelt et al. 1970) — Northern Alps by 60° (H. Soffel 1975) — Eastern Alps by 50°<sup>1</sup> (K. A. de Jong 1966, H. Förster et al. 1975).

Clockwise rotations in SE Europe have been only partly proved by paleomagnetic investigations: Sicily by 60° (A. Schult 1976) — Mecsek Mts. by 90° (P. Márton — E. Szalay — Márton 1970) — Choč nappe by 45—65° (M. Krs 1966, P. Muška — J. Vozár 1978) — Rodnei by 35° (I. Kalmár — D. O. Ionescu 1975) — Argolis by 108° (R. Pucher et al. 1974).

Distribution of rotations having different sense on opposite sides of a boundary that runs from Sicily as far as the border of Alps and Carpathians, points to post-Cretaceous virgation and disintegration of originally continuous belt of high-pressure assemblages (supposed in another sense already by E. Hadzi et al. 1976). Exceptional significance of this boundary for deductions of Cretaceous and younger kinematics relies upon the disappearance of Palealpine calcic magmatites roughly to the W from its course. According to previous plate-tectonic interpretations, polarity of Palealpine subductions in the northern branch of Alpides would have had to change roughly on this boundary (H. Laubscher 1971a, E. Hadzi et al. 1976). Such presumption, however, does not explain the distribution of mentioned rock assemblages.

A very important event in dynamics of the outlined complex process was the generation of Palealpine back-arc basins (marginal basins), probably along preordained part of the Eurasian active continental margin, behind the subduction zone. Development of marginal basins may be traced in sedimentary and volcanic record from the very early stages of the lithospheric subduction (as early in the Lower Jurassic), but marginal basins have been initiated probably already by early segmentation of the Triassic continental lithosphere. Caused

<sup>1</sup> Recent measurements of H. J. Mauritsch — W. Frisch from the Northern Calcareous Alps suggest a clockwise rotation of some units, probably together with West Carpathian ones.

probably by secondary mantle diapirism over the subducted oceanic lithosphere, the sialic layer gradually thinned out in marginal basins behind the active plate margin. The process is witnessed by peculiar volcanosedimentary developments of the Middle and Upper Jurassic, locally even that of the Lower Cretaceous, but persisted into the upper stages of Lower Cretaceous only locally.

Due to the lack of relevant petrogenetic data, the question, if thinning-out of the sialic crust during the Upper Jurassic, provable along the whole Alpine belt led into generation of secondary (accretional) oceanic crust also in the Carpathian area, as supposed by K. J. Hsü — S. O. Schlanger (1971) and M. Boccaletti et al. (1974a) for the Paleogene or by S. Adamia et al. (1977) for the Palealpine epoch, or but "ensimatic" stage of originally ensialitic basins has been formed (D. Ohnenstetter — M. Ohnenstetter 1976), may be not answered so far.

Paleogeographic restorations of oceanic and suboceanic basins, set out solely from the presence of ophiolites, impede geometric difficulties. These derive from until supposed single Penninic — Ligurian oceanic basin (although dissected by elevations; e. g. Briançonnais a. o.) without any volcanic arc (G. Elter et al. 1966, M. Boccaletti et al. 1971, R. Trümpy 1976), whereas two distinct ophiolite belts occur in the SE Europe (Vardar zone — NW—N Anatolia and the central Dinarian ophiolite belt — Subpelagonian zone — Lycian nappes — Zagros Mts.). Geometric restorations remained unconvincing so far in attempts to prove that the southern belt represented an oceanic basin (A. G. Smith — N. H. Woodcock 1976, J. Debelmas, D. L. Jones — M. C. Blake and J. Auboin in D. Fantinet et al. 1977) during the whole Jurassic and only relics of a marginal basin occur in the Vardar zone (M. D. Dimitrijevič — M. N. Dimitrijevič 1976), where differences reflect such paleotectonic position. Moreover, magmatites explicable by supposed subduction of the oceanic lithosphere seem to occur outwards from both ophiolite belts. It was also supposed, that both belts derived from a single oceanic basin (J. H. Brunn et al. 1976, P. Vergely 1976). Due to complete effacement of original disposition by younger tectogenesis, these questions, probably, should be not answered solely on a geometric approach.

### **Suggested restoration of Palealpine geodynamics in the West Carpathian area**

It is known long ago, that the Carpathians acquired the pattern of a continuous range not only in geographical but also in geological sense in the Cainozoic (D. Andrusov 1938). Therefore, reconstructions of their pre-Tertiary disposition are to be set out from a picture, where superimposed compression of the flysch belt will be removed. Similar attempt applied by Z. Roth (1963) and E. Hanzlíková — Z. Roth (1965) allowed to reconstruct paleogeography of subsequent stages from the Upper Malmian to Miocene in outer West Carpathians. In recent years, structural correlations between West and East Carpathians (D. Andrusov 1968, I. Băncila — I. Marinescu 1969, M. Mahel et al. 1974, M. Săndulescu 1975) proved roughly comparable intensity of tectonic deformations in the whole length of the flysch arc.

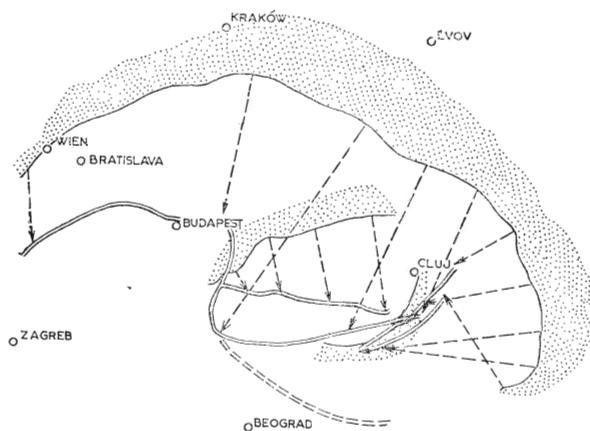


Fig. 10. Geometric approach to the reconstruction of the original breadth of the Carpathian flysch arc. Rotational movements became evident in the SE portions of the arc. Dashed double line: added minimal breadth of outer and inner Carpathian flysch belts.

Obr. 10. Geometrický prístup k rekonštrukcii pôvodnej šírky flyšových pásiem Karpát. Zreteľne sa črtajú rotačné pohyby vnútorných Karpát v juhovýchodnej časti oblúka. Čiarkovane: spočítaná minimálna šírka vonkajšieho a vnútorného flyšového pásma Karpát.

Hence, together with source area reconstructions and with data on sediment accumulation dynamics (R. Marschalko in D. Andrusov — O. Samuel 1973, K. Borza et al. 1973, R. Marschalko 1975 a. o.), such approach allows to broaden palinspastic reconstructions based on original breadth of the flysch belt upon the whole outer Carpathian arc (Fig. 10). In first approximation, the present breadth of the flysch Carpathians (the belt limited by outer margin of the Pieniny klippen belt and/or Dacides and by the platform foreland) is directly proportionate to the breadth of their sedimentation area, before the Laramian folding. Similar approach may be applied to unfold ophiolite-bearing flysch sequences inside of the Carpathians (in the basement of the NE Hungarian lowland, Mureş trogh), affected by Laramian and younger deformations (V. Ianovici et al. 1976, K. Szepesházy 1976).

To deduce palinspastics of Carpathians during the Mesozoic according to previous, even geometrically simple construction, two conditions must be fulfilled.

The first condition is that units of central Carpathians and that of the Pannonian basin basement could not have acted as driving force of folding in the outer Carpathians, synchronously. Space is limited by the arc of outer Carpathians, to influence folding dynamics by central Carpathian segments. Although this condition is not the sole possibility, the foreland was hardly active, since there neither any symptoms of considerable displacements perpendicular to the orogenic front nor proofs of far-reaching active subduction of the foreland underneath the folded Carpathians occur. Displacements of the foreland, as supposed driving force of folding, contrast with paleomagnetic data from stable Europe (A. Hicken et al. 1972) as well as with movements of the Eurasian plate deduced from spreading rates in the North Atlantic

(W. C. Pitman — M. Talwani 1972). The foreland rather played the role of a passive, though relatively subducted barrier. Sedimentological, facial and tectonic pattern of outer Carpathians, together with paleomagnetic data from pre-Tertiary units of the Alpine — Carpathian belt proved progressive movements of the orogenic front towards the passive foreland.

The second condition is that units of central Carpathians arrived at their recent mutual position successively. Several, originally more or less continuous facial zones may be delimited that originated on comparable paleotectonic background. Individualised remnants of such facial zones arrived at recent mutually complicated position but during younger orogenic phases. Ascertained slips and rotations document mutual displacements which concentrated along discontinuity belts of central Carpathians (P. Grecula — I. Varga 1978) and resulted in juxtaposition of contrastaneous litho- and/or biofacial units (H. Laubscher 1971a, B. Géczy 1973, V. N. Utrobin — L. V. Linetskaya 1975, R. Trümpy 1976, V. Ianovici et al. 1976 a. o.).

Dynamics of Palealpine movements of central Carpathian units and adjacent zones is outlined on palinspastic schemes for 185 (Sinemurian), 148 (Kimmeridgian), 114 (Lower Aptian), 80 (Santonian) and 63 million years (Montian) on Fig. 11—15. Geochronological scale is according to G. D. Afanasyev — S. I. Zikov (1975), in the Cretaceous according to J. E. van Hinte (1976). Relative movements between African and Eurasian plates fit the chronology of the Mid-Atlantic opening (W. C. Pitman — M. Talwani 1972, J. F. Dewey et al. 1973) and reflect more recent kinematic solutions of magnetic anomalies in the Atlantic as well (X. Le Pichon et al. 1977). Distribution and movements of partial units in the Alpine — Mediterranean belt correspond to previous arguments, but mainly in the Carpathian area, the picture differs considerably from previous palinspastic restorations. Schemes represent more detailed Carpathian units, more distant ones have been sketched only to suggest supposed relations. Due to insufficient quantitative data, mutual scale of presented units is only approximative.

The palinspastics during the upper part of the Lower Jurassic (Sinemurian) is presented on Fig. 11. Probably separated from eroded and denuded central Hercynian belt by a chain of shallow-marine basins, the Tethyan carbonate platform of the Triassic covered the southern periphery of Hercynids. Peculiar development of the period represented the Gresten beds, covering mostly the central Hercynide zone. Northernly from the Gresten development (divided by elevation?), epicontinental Lower Jurassic facies of the Eurasian stable continental margin developed.

Hercynian and older crystalline occurred in the basement of the carbonate platform in its NW part whereas unmetamorphosed to epimetamorphosed Paleozoic built its majority. The southern part of the carbonate platform probably extended during the Triassic over oceanic (suboceanic?) Tethyan crust. Generation of this oceanic crust is hardly to explain by plate geometry, since related spreading (supposed in Tethyan realm e. g. by H. Lapierre — G. Rocci 1976) has been not evidenced so far by pronounced differences of Permian to Triassic paleopoles for the African and Eurasian plate (A. Hicken et al. 1972). Relevant products of plate interactions are lacking either, to assimilate considerable displacements on supposed continental margins of that period between both lithospheric plates. For the generation of oceanic crust by "oceanic-





Fig. 11. Palinspastic scheme of the Sinemurian. Dashed line inside of the carbonate platform: supposed northern margin of weakly or unmetamorphosed Paleozoic in the southern branch of Hercynids. 1 — extent of oceanic Tethyan crust during the Triassic, 2 — extent of the Gresten development, 3 — outcropping old crystalline.

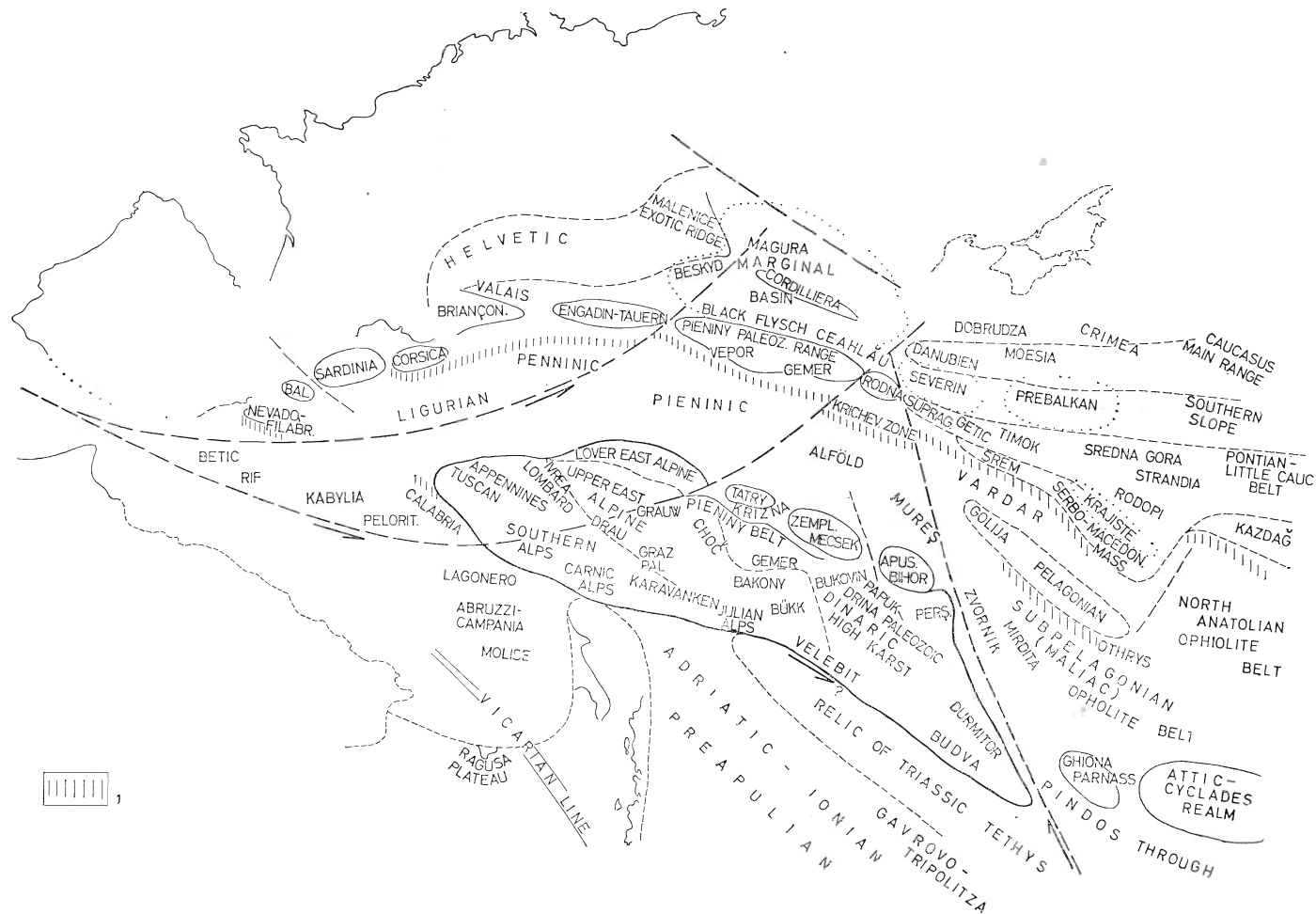
Obr. 11. Palinspastická schéma sinemúru. Čiarkované hranice vnútri karbonátovej platformy: predpokladaná severná hranica slabometamorfovaného až nemetamorfovaného paleozoika v južnom kridle variscíd. 1 — hranice triasovej oceanickej kôry Tethydy, 2 — rozšírenie grestenskej fácie, 3 — východy starého kryštalinika.

zation" (in a marginal basin of "ensimatic" stage), geodynamic conditions were lacking as well. Available data point to but minimal movements, probably caused by rifting in SW—NE direction (N—S according to Triassic paleo-meridians) and by perpendicular distension. From such geometry, existence of a transform fault along the Triassic Tethyan axis may result (R. S. Dietz — J. C. Holden 1970). Shoshonitic volcanites of the Upper Triassic as generated in a volcanic arc, would be explained by these movements as well, what is possible, though until not proved by further data. Tentatively, flysch sedimentation of Lunz beds would be attributed to the same process.

Locally, the Gresten development of the Lower Jurassic has been accompanied in its axial portions by volcanic activity, producing sodalcaline basic volcanites (bostonite). Segmentation of the carbonate platform and its general subsidence during the Lower Jurassic resulted in wide-spreaded pelagic sedimentation of marls, cherty limestones and cherts. In some areas (Bakony Mts., Stubberg beds of the Tennenberge, Eastern Alps), somewhat younger oxidic manganese concentrations (Toarcian) filled up karstic surface and reflected elevational movements preceeding the Lower Doggerian transgression. Common appearance of metamorphogenous or acid magmatogenous heavy mineral detritus in either pelagic or shallow-marine sediments is remarkable.

First distension of the Mid-Atlantic started as early as the Lower Jurassic and moved Africa to ESE, relative to Eurasia (R. L. Larson — W. C. Pitman 1972, W. C. Pitman — M. Talwani 1972, J. F. Dewey et al. 1973 a. o.) with initial velocity of 2.5 cm/year. The motion separated considerable part of the carbonate platform together with subjacent Eurasian margin from the remaining Eurasian plate and "opened" a belt of newly formed oceanic crust between both plates still before the Kimmeridgian stage (148 m. y.; Fig. 12). Relics of the Jurassic oceanic crust are preserved in Ligurian, Pennic (Piemont), Mureş and NE Hungarian lowland basement ophiolitic complexes, continuing into related branches of SE Europe. Its remnants in the West Carpathian area represent frequent symptoms of oceanic magmatites occurring in source area of the Albian peri-klippen flysch. Ophiolites furnished characteristic heavy minerals (I. Križani 1977) into the flysch sequence already from secondary (obducted?) position, as early as the Albian. Additive, though minimal rotation of detached platform segment is necessary to explain geometry of subsequent Eocretaceous orogenic events in the southern part of the Balkan peninsula (P. Vergely 1976, V. Jacobshagen et al. 1976).

Maximal distension of accretional oceanic lithosphere occurred in the Corsica — Ligurian realm, where the active spreading was concordant with the motion of Africa. To the contrary, action of forces was oblique in SE Europe and differences have been documented by petrogenetic deviations of ultrabasites and accompanying cumulates between both areas (D. Ohnenstetter — M. Ohnenstetter 1976). Different force mechanism resulted in sinistral wrench tectonics (coullissage) of the western and central Mediterranean connected to Grand Banks transformation in the Atlantic (P. Elter — P. Pertusati 1973, J. Debelmas 1975, R. Trümpy 1976). From this period, sinistral wrench tectonics of Palealpine movements became leading dynamic element of the western part of Alpides, including the Carpathians. To the contrary, dextral wrench tectonics of SE Europe, signalised already early paleomagnetic and palinspastic studies (J. de Boer 1965, K. A. de Jong 1966, P. Laub-



scher 1971a), however, attempts to explain their influences remained unsuccessful. Evidently, dextral movements prevailed but during the Cretaceous, when they reflected commencing anticlockwise rotation of the African plate. Similarly to sinistral movements, even the dextral ones have been compensated in extensive areas of previously generated oceanic crust to the W and SE from the present Carpathian arc.

Sketched spatial relations witness to accretional growth of oceanic crust between 1.8 cm/year in the Ligurides and 1.5 cm/year in SE Europe. Such velocity between the Sinemurian and Kimmeridgian (comp. Fig. 11 and 12) was sufficient to move off considerably (400—600 km) successively colliding Tethyan continental segments. The newly formed oceanic lithosphere and its crustal slab have had, been relatively thinner, since thicknesses trend to increase only beyond the 30 m. y. isochron even in recent oceans (A. Tréhu et al. 1976).

Caused by motion of Africa, an accretional prism of the Eurasian plate has been formed, probably still in the Upper Jurassic and surely during the Jurassic—Cretaceous turn. Along the subduction zone of the active continental margin, the newly formed oceanic crust has been consumed. Gradually younger high-pressure assemblages and calcic magmatites in a parallel belt from SE to NE, point to subduction mechanism extending from the Little Caucasian ophiolite suture as far as to the recent Carpathian arc already before the Albian. Further to the WNW (Penninic realm, Ligurian complex, Nevado—Filabrides of the Betic Cordillera) any calcic magmatites, only high-pressure metamorphic assemblages have been formed. Plausible explanation for such distribution yields the decreasing amount of subducted oceanic lithosphere that resulted from different geodynamics beyond the border limiting sinistral movements. Accordingly, such geodynamics seems to explain successive younger age of relevant calcic magmatites on the active Eurasian margin, too.

As indicated above, collisional geodynamics in the northern branch of Alpides has been established already in the late Neocomian (collision of continental segments carried by Tethyan oceanic lithosphere with the island arc or active margin). Palinspastic scheme for the Lower Aptian (Fig. 13) records two peculiar developments of that period: Urgonian organogenous limestones of the emerged collisional edge and flysch to wildflysch sequences deposited in longitudinal troughs on the rear side of destroyed island arc and in joined parts of marginal basins. Probably still before the Barremian, the whole oceanic lithosphere in front of the island arc has been consumed, as far as to individualizing Palealpine units of the Carpathians.

In collisional geodynamic situation, Palealpine nappes proceeded rapidly at right angles to the belt of collision. At places, advancing forehead of individualized carbonate platform arrived to the NE margin of the continental block detached from Eurasia during the Jurassic and reached upon the island arc in its Pieniny segment. Ophiolites vanished along the collisional belt in SE Europe, but from secondary ("obducted") positions, they started to influence flysch deposition along the internal margin of the island arc, supplying

Fig. 12. Palinspastic scheme of the Kimmeridgian. 1 — belt of the high-pressure metamorphism.

Obr. 12. Palinspastická schéma kimeridžu. 1 — pásma vysokotlakovej metamorfózy.

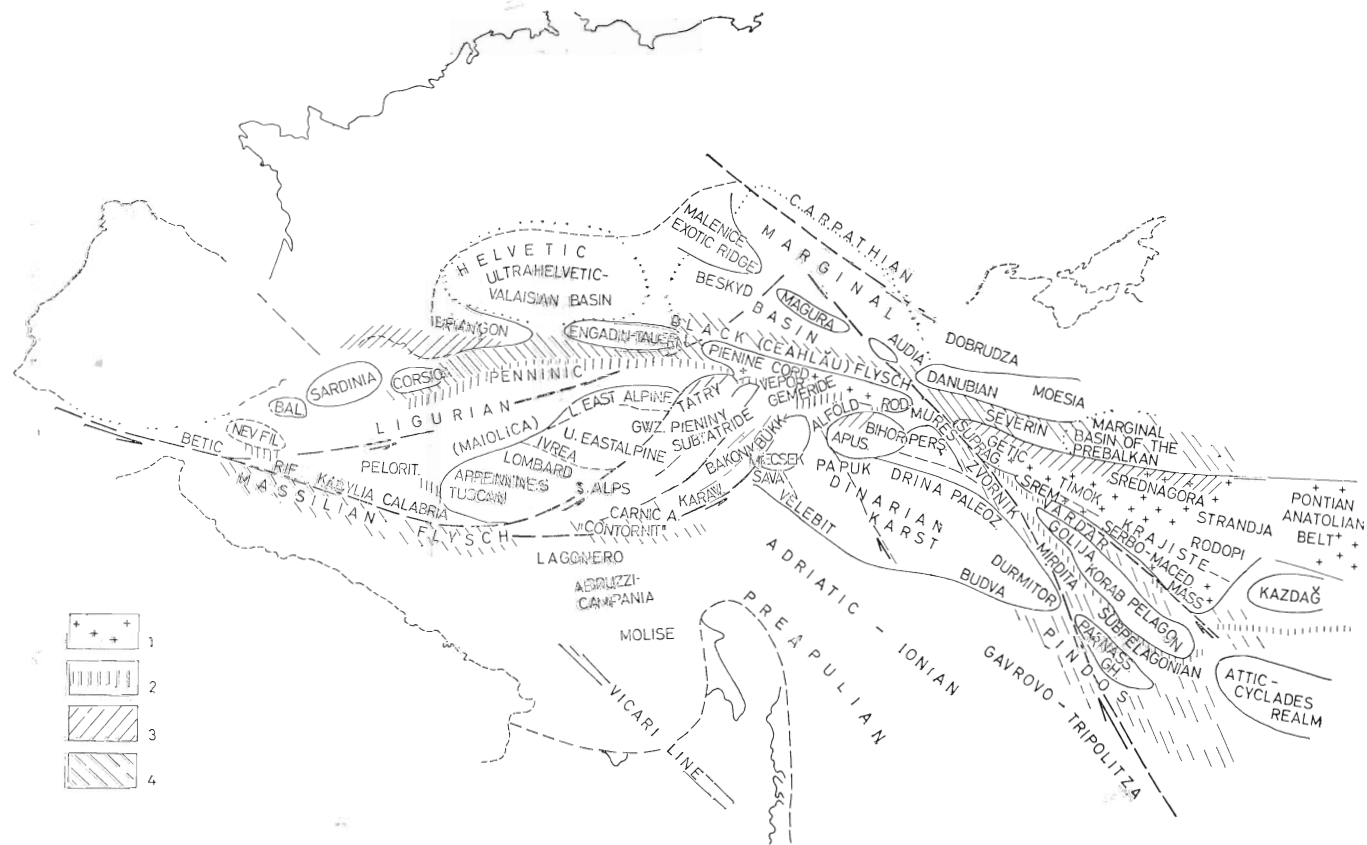


Fig. 13. Palinspastic scheme of the Lower Aptian. 1 — Paleocalpine volcanites and plutonites in the island arc, 2 — belt of the high-pressure metamorphism, 3 — "Urgonian" facies of organogenous limestones, 4 — extent of flysch sedimentation.

Obr. 13. Palinspastická schéma spodného aptu. 1 — paleocalpínske vulkanity a plutonity v ostrovnnej oblúku, 2 — pásma vysokotlakovkej metamorfózy, 3 — „urgónska“ fácia organogénnych vápencov, 4 — oblasti flyšovej sedimentácie.

considerable amounts of coarse-detritic fragments and olistoliths into marginal basins (Perșani, Bucovinian nappe, Feneș unit in the Munții Metalliferi). As from the Aptian, they influenced even sedimentation on relics of the carbonate platform. An unique and until insufficiently known exception may represent magmatites of the SE Hungarian lowland basement flysch (K. Szepesházy 1976). However, neither petrogenetic pattern nor exact stratigraphy of basic to intermediate volcanites in this belt are known so far. Other volcanites in the Barremian (trachydolerite in the Mecsek and Villány Mts., basic volcanites in West Carpathian Neocomian and the teschenite suite of the Western Beskydy Mts.) generated on tensional geodynamic background and on continental crust.

During the Lower Aptian, blueschist assemblages ceased to generate in SE branch of Alpides (e. g. the Subpelagonian or Maliaque zone: G. Boillot in D. Fantinet et al. 1976). At the same period, late important nappe overthrusts to the SW occurred in the northern branch. Contrary, during the Upper Cretaceous, reversibly oriented (NE—E) nappe overthrusts of the collisional stage commenced in the northern Alpidic branch whereas southwesternward oriented nappe overthrusts proceeded to more external belts of Dinarides and Hellenides.

Oceanic lithosphere survived, but ceased to generate in the Western Mediterranean, where different geodynamic situation has been reflected in huge development of "schistes lustrés" and cherts (M. Durand — Delga 1975). Solely in Prealps (flysch de Gets), basic submarine volcanism continued, producing pillow-lava (J. Bertrand — M. Delaloye 1976).

The peculiarity of Carpathian paleotectonics resulted from their place between two, geodynamically different regions. During the Palealpine development, influences of sinistral wrench tectonics in Western Mediterranean met here with dextral movements in SE Europe, the latter caused by commencing counter-clockwise rotation of Africa, and its northeastern promontory, the Arabian plate. Caused by both influences, Tethyan continental segments bulged over the active Eurasian margin in places of Palealpine Carpathians, what finished in penetration of advancing crustal segments of double provenience into the marginal basin. This process has been accomplished but in the Nealpine period (Z. Roth — M. Krs in press). Hence, pre-collisional arrangement is most intensively destroyed just in the inner belts of the Carpathians. Initiation of a completely different, collisional geodynamic situation has been reflected already in the material record of Lower Albian sediments.

Geodynamic picture during the Santonian (80 m.y.) was governed by gradual opening of the North Atlantic (W. C. Pitman — M. Talwani 1972). The Iberian plate moved together with Apennines to the east along the North Pyrenean transform fault (M. Mattauer — J. Henry 1974, R. Trümpy 1976). Considerable part of the motion absorbed the Ligurian realm, but movements influenced the Eastern-Western Alpine boundary (R. Trümpy l. c.) and reached as far into the external zones of the West Carpathians. Influences of sinistral Wrench tectonics met here with dextral motions along the axis of the Balkan peninsula (V. N. Utrobin — L. V. Lieckaya 1973). Parallel movements occurred along further lines of similar orientation (J. Chocrowitz — J. Geyssant 1976).

During the Upper Cretaceous, considerable portions of relics of the former



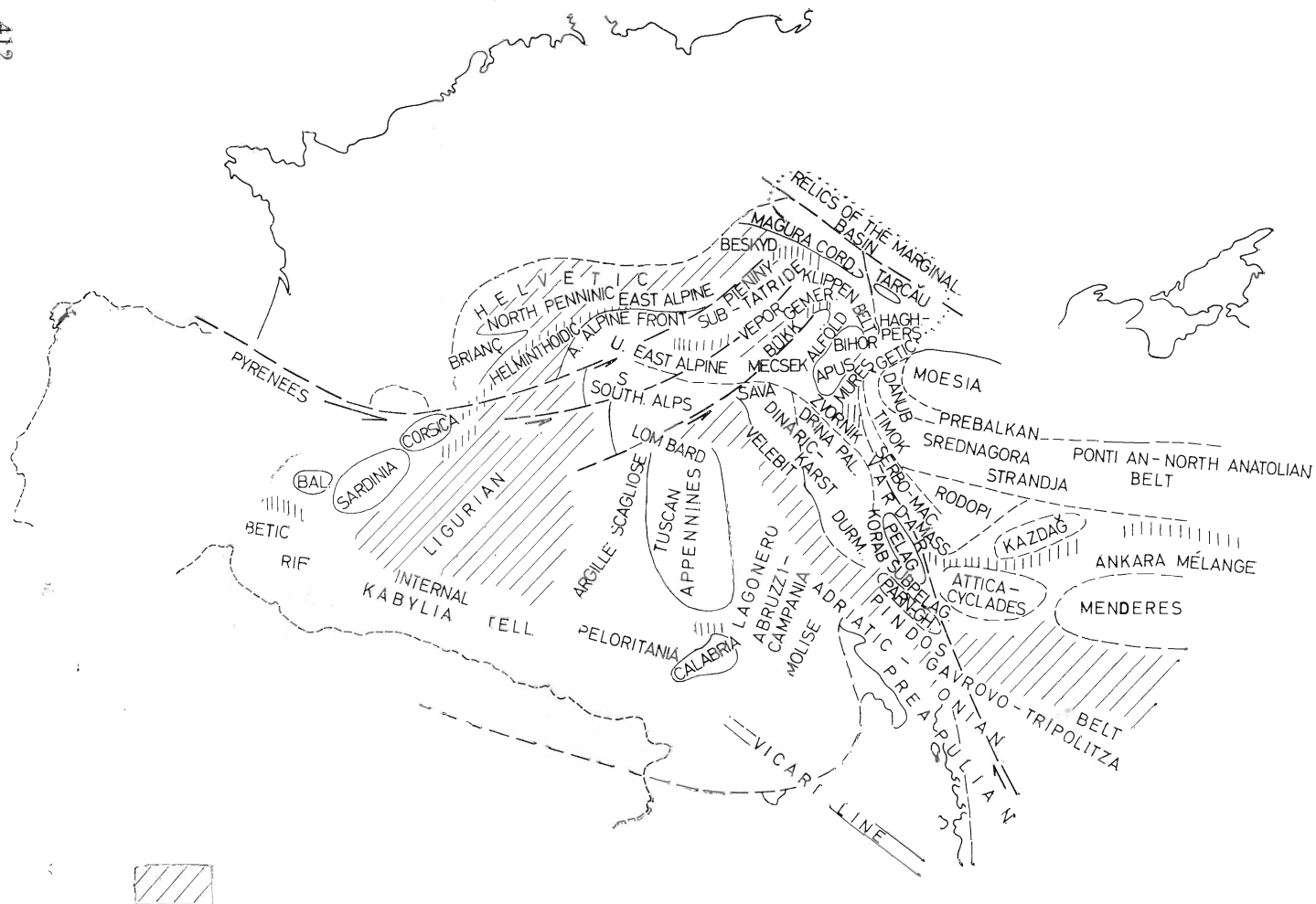
island arc have been absorbed by advancing forehead of inner Paleocarpathian units. Simultaneously, the West Carpathians markedly progressed ahead, relative to straggled behind Austroalpine units. Along the western edge of central Carpathians, sinistral movements have been reflected in different sedimentation and deformation of eastern and western portions of the Pieniny klippen belt (S. S. Kruglov in M. Maňel et al. 1974), mirroring so different geodynamic position of both segments.

Two peculiar developments, on pronouncedly different paleotectonic background, originated during the Santonian. The early carbonatic molasse of the Gossau development forecasted already unitary post-collisional geodynamics of originally heterogeneous portions composing inner belts of the Alpine-Carpathian orogene (basin and range province; G. H. Scholz et al. 1971). Here, dilatational, normal faulting on continental crust prevailed. Brackish-marine, locally coal-bearing or organogenous limy sediments and conglomerates contain huge portions of ophiolite-derived detritus (chromite). Probably, chromite entered the Gossau sedimentation area mostly from the outer margin of the central Carpathians, only little portions of it may have been dredged from ophiolites outcropping between single sialic blocks, inside of the arc (e. g. southern margin of the Gemerides a. o.). To explain provenience of this chromite, improbable models have been suggested using as inspiration some palinspastic schemes of the Alpine-Carpathian belt (W. Dietrich — U. Franz 1976). It was a. o. supposed, that chromite derived solely from obducted Dinarian ophiolites outcropping during the Upper Cretaceous along an undefined transform fault on the southern margin of the Pannonian basin (D. Roeder 1976).

Intense volcanic activity occurred in the Senonian to the SE from the Carpathian arc (Southern Carpathians, Timok, Sredna Gora). According to its petrochemical pattern, this volcanism represented still late manifestations of meanwhile disappeared island arc. Only its structural framework (longitudinal graben) points to already changed geodynamics.

The Central Carpathians appeared during the Upper Cretaceous as an united but by no means monolithic and further nonfolded block of sialic crust. Progression of crustal segments, piled up in the space of the former island arc and marginal basin, conditioned their further consolidation. Since the Upper Cretaceous, these crustal segments were moved within a common kinematic layout. Progression of segments resulted in rapid structural changes of until unaffected parts of the former island arc and that of the marginal basin. Substantial tectonic activity concentrated in deep troughs resulting in gradual rapid evolution and disappearance of intrageosynclinal ridges (at places of emerged cordilleras) or longitudinal grabens. Predominant marine environment has been reflected during the Upper Cretaceous in pelagic sedimentation of the Pieniny klippen belt area, alternating here with flysch lithofacies. Source areas of this flysch sedimentation were partly emerged according to carbonate detritus in the Upohlav conglomerate, derived probably from a reef barrier of an island chain (R. Marschalko in D. Andrusov — O. Samuel 1973, K. Borza et al. 1973). Flysch and wildflysch of Lower Senonian age in the Váh valley and similar but younger lithologies in the East Slovakian part of the klippen belt testify progression of the collisional Carpathian edge. They represent second characteristic lithofacies of that period.





The last stage, pictured in palinspastic scheme is the Montian (63 m. y.). Then, polarity of the Paleoalpine subduction zone already effaced and the former island arc completely vanished in the Carpathian arc. Accompanied by heavy volcanic and plutonic activity in SE Europe, the extensive Laramian back-arc ensialitic basin become emerged in its prepondary part. Last manifestations of the Laramian magmatism occurred in SE portions of the Carpathian arc (Apuseni Mts.), where, they have been bordered from the NW by the flysch belt in the Hungarian lowland basement. Further to the NW only sporadic and younger (Lower Eocene to Upper Oligocene) volcanic activity is known. Thus, distribution of the Laramian volcanic activity, though caused by temporarily stabilised geodynamics after continental collision, reflected still polarity of Upper Cretaceous geodynamic processes on the active Eurasian margin.

Temporary standstill in rotation of the African plate and overall downsloved lithospheric motions during the Cretaceous — Paleogene boundary (J. F. Dewey et al. 1973, G. V. Dal Piaz 1976) led to the geodynamic situation, presented on Fig. 15. Further convergence initiated but as late as the Middle Eocene. Flysch to subflysch sediments along the outer collisional edge of the Carpathians represented the single, relatively pronounced lithofacies of that period. Otherwise, intensity of flysch deposition was weak. whether compared with previous or subsequent periods (K. Borza et al. 1973). Marly or feebly sandy sediments predominated frequently (Púchov marls). Similar, fine sediments deposited in other flysch sequences of the Carpathians, as well.

### Some consequences of the outlined development

Main paleogeographic and paleotectonic features of the West Carpathians as outlined in previous chapters, have been known long ago. Previous reconstructions, however, assumed the Paleoalpine development to be part of continuous Alpine orogenic activity, thus many peculiarities of this period concealed. Previous attempts encountered considerable difficulties when set out from classic orogenic theories they neglected actualistic aspects and raised so insurmountable limits before paleotectonic reconstructions. Revolutionary intervention into spatially bound orogenetic schemes represents but the actualistic approach and the possibility to explain paleotectonic situations by the means of actually accessible geotectonic phenomena. This new approach allowed to explain many moments in development of a such complicated collisional orogenic belt as represent the West Carpathians.

Several notions asserted in previous chapters have been used before in other connections or in different sense.

For example, data on nappe structure of the West Carpathian crystalline presented A. Klinec (1966) and D. Andrusov (1968, 1975). Possibility to correlate Penninic and West Carpathian units mentioned B. Leško et al. (1977). Probable metallogenetic significance and problems connected with

Fig. 15. Palinspastic scheme of the Montian. 1 — extent of the flysch sedimentation.

Obr. 15. Palinspastická schéma montu. 1 — oblasti flyšovej sedimentácie.

Carpathian termination of Laramide magmatites have been considered by L. Rozložník (1976).

The suggested interpretation deduces Palealpine units incorporated into the West Carpathians from two different Mesozoic paleogeographic regions. Questions arise, how are relics of Jurassic — Cretaceous island arc distributed and incorporated into the deeper edifice in the West Carpathian area after Cainozoic orogenic phases and what are their relations to "Austroalpine", i. e. overthrust crystalline and Mesozoic units? Naturally, many other questions remain open and some consequences seemingly contradict to inveterate interpretations.

Relation of the Gemeride (Veporide and Gemeride, accordingly) Paleozoic with so far "Gemeride" Mesozoic is the first important problem. After pioneering works (already cited) that proved allochtony and nappe structure of the South Gemeride Mesozoic delimiting the Silica nappe, although if disapproving until interpreted basal surface and vergency, the suggested interpretation requires comparable position for even unmetamorphosed North Gemeride Mesozoic. Problem of its homeland will be not discussed here, any more. At any rate, we must assimilate the North Gemeride Mesozoic (without metamorphosed Mesozoic units in the Foederata series a. o.) to the same superficial detached nappe having basal surface underneath the Middle Triassic, as proved by serpentinite occurrences in Dobšiná and Jaklovce vicinity (North Gemerides).

Another important problem concerns the Veporides (Branisko and Cierna hora Mts. including). In the light of outlined development, they acquire apparently common Gemeridic, and by that also Pieninic (therefore partly even Penninic) provenience. Besides similar Early Paleozoic and uniform Late Paleozoic to epimetamorphosed Mesozoic envelope (Foederata, Veľký Bok series a. o.), such interpretation seems to be supported by common influence of Palealpine metamorphic and plutonic processes on these units, unknown in the Tatride crystalline. Position of comparable units in the Malé Karpaty Mts. remains open. Closest and until several times underlined connections between the Veporide — Gemeride unit and the East Carpathian crystalline (Marmarosh — Rodnei; D. Andrusov 1968, V. G. Sviridenko 1976, M. Maheľ 1977, P. Grecula et al. 1977) enables to range the whole Veporide — Gemeride unit into the set of Pieninic structures.

Geophysical proofs should be mentioned, too. On the map of the Carpathians, an extensive belt of positive regional magnetic anomalies appears (Z. A. Krutikhovskaya et al. 1971) continuously, from the Rechnitz Mts. through the southern part of the Podunajská nížina lowland into the Veporide — Gemeride area signalling common structural position. After a gap, the belt continues in the Eastern Carpathians. Similarly, differences between the Tatride and Veporide — Gemeride area may be evidenced by gravimetric residual anomalies computed from regional maps of the West Carpathian gravity field (O. Fušán et al. 1971) for  $S_{20}$ – $S_{12}$ . This map (Fig. 16), surely affected by density influences of more shallow levels, delimits apparent structural border and residual density boundary roughly along the Čertovica line. Noteworthy that differently from remaining West Carpathian units, East Carpathian orientations of structures became evident in the whole Veporide — Gemeride area.

Previous interpretation seems to be supported by some metallogenetic arguments as well. Appearance of an Alpine Bi—Mo ore formation in large areas



Fig. 16. Residual anomalies of the West Carpathian gravity field in depth-interval 12–20 km. According to maps of regional gravity anomalies (designed by J. Plančár in O. Fusán et al. 1971) drawn by I. Varga 1978. Isolines by  $10^{-5} \text{ ms}^{-2}$  (mGal), 1 — positive isoanomalies, 2 — negative isoanomalies

Obr. 16. Reziduálne anomálie gravitačného poľa Západných Karpát v hĺbke 12–20 km. Z máp regionálnych anomálií gravitačného poľa (zostavil J. Plančár 1971; in: O. Fusán et al. 1971) zostavil I. Varga 1978. Izolínie po  $10^{-5} \text{ ms}^{-2}$  (1 mGal). 1 — kladné izoanomálie, 2 — záporné izoanomálie

of SE Europe, motivates to search for connection between similar indices in the East Carpathians and that of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., where, locally tin prevails. Moreover, comparable indices seem to have influenced even younger metallogenetic formations in the East Slovakian volcanites of Neogene age. Disregarding some differences, exotic pebbles of granite from the Pieniny klippen belt represent probably traces of the same formation. Similarly, strata-bound W—Sb—(As—Sn—Mo) mineralisation of the Veporide crystalline and comparable indices in the Čierna hora and Branisko Mts. (I. Križáni, personal comm.), seem to signalise probable connection to such occurrences in the Malé Karpaty, Rechnitz Mts. and in Penninic units of the Eastern Alps. Obviously, further efforts should assume possibilities to find such, in West Carpathians until new types of mineralisation as deduced from suggested geodynamic development.

*Translated by L. Virág*

*Review by Z. Roth, B. Leško*

*Received 12<sup>th</sup> April, 1978.*

#### REFERENCES

- Adamia, Sh. — Lordkipanidze, M. B. — Zakariadze, G. S. 1977: Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics* (Amsterdam), 40, p. 183—199.
- Afanasjev, G. D. — Zykov, S. I. 1975: *Geochronologičeskaja škala fanerozoja v svete novych značenij raspada*. Moskva, Nauka. 100 s.
- Alvarez, V. 1972: Rotation of the Corsica-Sardinia microplate. *Nature* (London), 232, 58, p. 103—105.
- Amstutz, A. 1955: Structures alpines: subductions successives dans l'Ossola. *Compt. Rend. Acad. Sci. (Paris)*, 241, p. 967—969.
- Anderson, R. N. — Uyeda, S. — Miyashiro, A. 1976: Geophysical and geochemical constraints at converging plate boundaries. Part I. Dehydration in the downgoing slab. *Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc. (London)*, 44, 2, p. 333—357.
- Andrusov, D. 1938: *Geológia a nerastné suroviny Slovenska*. Praha.
- Andrusov, D. 1959: *Geológia Československých Karpát*. Zv. II. Bratislava, SAV. 375 s.
- Andrusov, D. 1968: *Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten*. Bratislava, SAV. 188 S.
- Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes Occidentales. 10<sup>th</sup> Congress of the CBGA. General Proceedings, Bratislava, p. 95—100.
- Andrusov, D. — Samuel, O. 1973: Cretaceous — Palaeogene of the West Carpathians Mts. 10<sup>th</sup> Congress of the CBGA, Guide to excursion E, Bratislava, Geol. Inst. D. Stúr, 78 pp.
- Antal, S. 1975: Subdivision of the Upper Permian sequence of the Bükk Mountains in Northern Hungary. *Acta mineral. petrogr. (Szeged)*, 22, 1, p. 113—118.
- Badham, J. P. N. — Halls, C. 1975: Microplate tectonics, oblique collisions, and evolution of the Hercynian orogenic systems. *Geology* (Boulder, Col.), 3, 7, p. 373—376.
- Balogh, K. 1964: *A Bükkhegység földtani képződményei*. MÁFI Évk. (Budapest), 48, 2, p. 242—719.
- Băncilă, I. — Marinescu, I. 1969: Remarques sur les correspondances structurales entre les Carpathes Orientales et les Carpathes Septentrionales. *Acta Geol. Acad. Sci. hung.*, 13, p. 115—124.
- Baroz, F. — Desmet, A. — Lapierre, H. 1976: Eastern Mediterranean ophiolites present along the north of the Arabian plate could have been formed in a marginal basin. 25<sup>th</sup> Int. Geol. Congr. Abstracts (Canberra), Vol. 1, p. 43—44.

- Bearth, P. 1974: Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolite der Westalpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 54, S. 127—137.
- Bernoulli, D. — Laubscher, H. 1972: The palinspastic problem of the Hellenides. *Eclogae geol. Helv.*, 65, 1, p. 107—118.
- Bernoulli, D. — Jenkyns, H. C. 1974: Alpine, Mediterranean and North Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: Dott, R. H. — Shaver, R. H. ed.: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Proc. Symp. dedic. M. Kay, Madison, Wisc., SEPM Spec. Publ. (Tulsa, Ocla.)*, 19, p. 129—160.
- Bertrand, J. — Delaloye, M. 1976: Datation par la méthode K—Ar diverses ophiolites du flysch de Gets (Haute Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, 69, 2, p. 335—341.
- Besson, M. — Fonteilles, M. 1975: Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, 97, 6, p. 445—449.
- Blake, M. C. — Irwin, W. P. — Coleman, R. G. 1969: Blueschist-facies metamorphism related to regional thrust-faulting. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 8, 3, p. 237—246.
- Bleahu, M. 1974: Zone de subducție în Carpații românești. Dări seamă ședinț. *Inst. geol., Tecton. și geol. reg. (București)*, 60, p. 5—26.
- Boccaletti, M. 1974: Hypothèses sur l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale et des arcs de l'Appennin. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 17, 4, p. 411—420.
- Boccaletti, M. 1975: Plate tectonics model for the evolution of the Western Mediterranean. *Geol. Balkan. (Sofia)*, 5, 2, p. 19—28.
- Boccaletti, M. — Elter, P. — Guazzone, G. 1971: Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines. *Nature (London)*, 234, 49, p. 108—111.
- Boccaletti, M. — Manetti, P. — Peccerillo, A. — Peltz, S. 1973: Young volcanism in the Călimăni-Harghita Mountains (East Carpathians): evidence of a paleoseismic zone. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 19, 4, p. 299—313.
- Boccaletti, M. — Manetti, P. — Peccerillo, A. 1974a: The Balkanids as an instance of back-arc thrust belt: possible relation with the Hellenides. *Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder, Col.)*, 85, p. 1077—1083.
- Boccaletti, M. — Manetti, P. — Peccerillo, A. 1974b: Hypothesis on the plate-tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 23, 2, p. 193—198.
- Boer, de J. 1965: Paleomagnetic indications for megatectonic movements in the Tethys. *J. geophys. Res. (Richmond, Va.)*, 70, p. 931—944.
- Borsi, S. — Del Moro, A. — Sassi, F. P. — Zanferrari, A. — Zirpoli, G. 1975: Evento „caledoniano“ nelle Alpi? Risposta ad un intervento critico. *Bull. Soc. geol. It. (Roma)*, 94, p. 275—280.
- Borza, K. — Köhler, E. — Samuel, O. 1973: Litologija i stratigrafija klastičeskich otloženij i biogermovych izvestnjakov mela i paleogena Srednego Považija. *Proc. of the 10<sup>th</sup> Congress of the CBGA, Sec. II. Sedimentology, Bratislava*, s. 19—58.
- Bosellini, A. — Hsü, K. J. 1973: Mediterranean plate tectonics and Triassic paleogeography. *Nature (London)*, 244, No. 5412, p. 144—146.
- Bosellini, A. — Winterer, E. 1975: Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. *Geology (Boulder, Col.)*, 3, 5, p. 279—282.
- Braud, J. — Ricou, L. E. 1975: Éléments de continuité entre le Zagros et la Turquie du SE. *Bull. Soc. géol. France*, 17, p. 1015—1023.
- Briden, J. C. 1973: Applicability of plate tectonics to Pre-Mesozoic time. *Nature (London)*, 244, No. 5416, p. 400—405.
- Brunn, J. H. — Argyriadis, I. — Ricou, L. E. — Poisson, A. — Marcoux, J. — Graciansky, P. Ch. de 1976: Éléments majeurs de liaison entre Taurides et Hellenides. *Bull. Soc. géol. France*, 18, 2, p. 481—498.
- Buday, T. — Kodým, O. — Mahel, M. — Máška, M. — Matějka, A. — Svoboda, J. — Zoubek, V. 1960: Tektonický vývoj Československa. Praha, ČSAV. 254 s.

- Channel, J. E. T. — Tarling, D. H. 1975: Paleomagnetism and rotation of Italy. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam)*, 25, 2, p. 177—188.
- Chorowitz, J. — Geyssant, J. 1976: La paléofaite transformante Split-Karlovac-Vienne. Introduction à u modèle d'évolution des chaines alpines de l'Europe moyenne. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam. Ser. 2 (Paris)*, 18, 1, p. 127—141.
- Cita, M. B. — Premoli, S. I. 1974: Il limite cretaceo-paleocene e l'evoluzione della Tetide. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 14, p. 193—249.
- Cogulu, E. 1965: Remarques sur les schistes à glaucophane et lawsonite de la région de Mihaliccik (Turquie). *Arch. Sci. (Genève)*, 18, 1, p. 126—131.
- Coleman, R. G. 1971: Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. geophys. Res. (Washington)*, 76, 5, p. 1212—1222.
- Crook, K. A. W. 1974: Problems of palinspastic restorations. Lithogenesis and tectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (greywackes). In: Dott, R. H. — Shaver, R. H. ed.: *Modern and ancient geocynclinal sedimentation*, Proc. Symp. dedic. M. Kay, Madison, Wisc., SEPM Spec. Publ. (Tulsa, Ocla.), 19, p. 304—310.
- Curry, J. R. 1975: Marine sediments, geosynclines and orogeny. In: *Petrology and global tectonics*. Princeton, N. J. — London, p. 157—227.
- Dal Piaz, G. V. 1976: Alcune riflessioni sull'evoluzione geodinamica alpina delle Alpi. *Rc. Soc. ital. Mineral. Petrologia, Riassunti (Milano)* 32, Fasc. 1, p. 380—385.
- Dal Piaz, G. V. — Hunziker, J. C. — Martinotti, G. 1972: La zona Sesia—Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. geol. ital. (Pisa)*, 11, p. 433—460.
- Danilovič, L. G. 1976: O položení zón subdukcií v Ukrajinských Karpatach. *Geol. Geochim. gorjuč. Iskop. Resp. mežved. sb. (Kiev)*, 47, s. 53—58.
- Debelmas, J. 1975: Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpine-apenniniques. *Bull. Soc. géol. France*, 17, 6, p. 1002—1012.
- Deleon, G. 1969: A review of absolute age determinations on granitic rocks from Yugoslavia. *Radovi Inst. za geol.-rudarska istraž. i ispit. nukl. i drugih miner. surovina (Beograd)*, 6, s. 165—182.
- Derycke, F. — Godfriaux, I. 1976: Métamorphismes „schistes bleus et schistes verts“ dans l'Ossa et le Bas-Olympe (Thessalie, Grèce). *Bull. Soc. géol. France*, 18, 2, p. 252.
- Desmons, J. 1977: Mineralogical and petrological investigations of Alpine metamorphism in the internal French Western Alps. *Amer. J. Sci.*, 277, 8, p. 1045—1063.
- Dewey, J. F. 1971: A model for the Lower Palaeozoic evolution of the southern margin of the early Caledonides of Scotland and Ireland. *Scott. J. Geol.*, 7, p. 219—240.
- Dewey, J. F. — Pitman III, W. C. — Ryan, W. B. F. — Bonnin, J. 1973: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull. (Boulder, Col.)*, 84, 10, p. 3137—3180.
- Dickinson, W. R. 1975: Potash-depth (K—h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic arc. *Geology (Boulder, Col.)*, 3, 2, p. 53—56.
- Dietrich, V. J. 1976: Evolution of the Eastern Alps: a plate tectonics working hypothesis. *Geology (Boulder, Col.)*, 4, 3, p. 147—152.
- Dietrich, V. J. — Franz, U. 1976: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). *Geol. Rdsch.* 65, 2, p. 361—374.
- Dietz, R. S. — Holden, J. C. 1970: Reconstruction of Pangaea, breakup and dispersion of continents, Permian to present. *J. geophys. Res. (Washington)*, 75, p. 4939—4956.
- Dimitrescu, R. 1976: Metamorfismul eoalpin în Carpații Românești, *Ann. Stiint. ale Univ. Al. I. Cusa, Iași, Sec. II*, 22, p. 5—10.
- Dimitrijević, M. D. — Dimitrijević, M. N. 1973: Olistostrome mélange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic plate tectonics. *J. Geol. (Chicago)*, 81, 3, p. 328—340.
- Dimitrijević, D. M. — Dimitrijević, N. M. 1976: The polyphase mélange of the Vardar zone. *Bull. Soc. géol. France*, 18, 2, p. 205—208.
- Dolenko, G. N. — Danilovič, L. G. 1975: Novoje v učenii o geosinklinalach i ego prilozhenie k Ukrajinskim Karpatam. *Geol. ž. (Kyjiv)*, 35, 5, s. 3—10.
- Dongen, P. G. van 1967: The rotation of Spain: paleomagnetic evidence from

- the eastern Pyrenees. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.* (Amsterdam), 3, 4, p. 417—432.
- Durđanović, Z. 1971: Ein Beitrag zur Lithologie und Stratigraphie der kristallinen Gesteine der Fruška Gora (Sirmien—Jugoslawien). *Bull. Sci. Cons. Acad. Sci. et Arts RSFY* (Zagreb), A-16, 5—6, S. 137—138.
- Durđanović, Z. 1974: O starosti vulkanogeno-sedimentnih i nekih drugih popratnih stijena Bosne i Hercegovine. *Geol. vjesnik* (Zagreb), 27, s. 79—93.
- Elter, G. — Elter, P. — Sturani, C. — Weidmann, M. 1966: Sur la prolongation du domaine ligure de l'Appennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s. l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sci. phys. natur* (Genève), 19, 3, p. 279—378.
- Elter, P. — Pertusati, P. 1973: Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali. *Soc. geol. ital.* (Pisa), 12, 359—375.
- Engel, A. E. J. — Kelm, D. L. 1972: Pre-Permian global tectonics: a tectonic test. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (Boulder, Col.), 83, 8, p. 2325—2340.
- Epting, M. — Unland, W. — Schmidt, K. — Christodoulides, A. 1976: Middle Triassic sediments of selected regions in the Southern Alps (Italy) and their significance for paleogeographic and paleostructural evolution. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 151, 1, p. 1—30.
- Ernst, W. G. 1973a: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (Boulder, Col.), 84, 6, p. 2053—2078.
- Ernst, W. G. 1973b: Blueschist metamorphism and P—T regimes in active subduction zones. *Tectonophysics* (Amsterdam), 17, 3, p. 255—272.
- Ernst, W. G. 1975: Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and circum-Pacific blueschist belts. *Tectonophysics* (Amsterdam), 26, 3—4, p. 229—246.
- Fantinet, D. et al. 1976: Séance extraordinaire de la Société géologique de France tenue à Athènes (20 Septembre 1976). *Compte rendu. Bull. Soc. géol. France*, 19, 1, p. 71—86.
- Flügel, H. — Schönlaub, H. P. 1972: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. *Verh. Geol. Bundesanst.* (Wien), 2, S. 187—198.
- Förster, H. — Soffel, H. — Zinsser, H. 1975: Paleomagnetism of rocks from the Eastern Alps from north and south of the Insubrian Line. *Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abh.*, 149, 1, p. 112—127.
- Frey, M. — Hunziker, J. C. — Frank, W. — Bocquet, J. — Dal Piaz, G. V. — Jäger, E. — Niggli, E. 1974: Alpine metamorphism of the Alps. *Rev. Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* (Zürich), 54, 2—3, p. 247—290.
- Fülöp, J. 1976: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. *Geologica hung., Ser. geol.*, T-16, Budapest, MÁFI. 230 p.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, I. — Slávik, J. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 15, s. 7—173.
- Fyfe, W. S. — McBirney, A. R. 1975: Subduction and the structure of andesitic volcanic belts. *Amer. J. Sci.*, 275-A, p. 285—297.
- Géczy, B. 1972: A jura faunaprovinciák kialakulása és a mediterrán lemeztektonika. *MTA X. Oszt. Közlemény, Geonómia és Bányászat* (Budapest), 5, 3—4, p. 297—311.
- Géczy, B. 1973: Lemeztektonika és paleogeográfia a kelet-mediterrán mezozoós térségben. *MTA X. Oszt. Közlemény, Geonómia és Bányászat* (Budapest), 6, 1—4, p. 219—225.
- Gilluly, J. 1973: Steady plate motion and episodic orogeny and magmatism. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (Boulder, Col.), 84, 2, p. 499—513.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblast gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia slov.*, 5, 3, s. 221—246.
- Grecula, P. — Kaličiak, M. — Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 9, 6, s. 419—448.
- Grecula, P. — Varga, I. 1978: Main discontinuity belts on the inner side of Carpathians. *Proc. 11th Congress CBGA, Tectonics, Kijev*, in press.
- Grigorescu, D. — Anastasiu, N. 1976: Constituenții clastici grosieri ai



- depozitelor cretacee din unitatea șisturilor negre; semnificație sedimentologică. Stud. Cerc. Geol. Geofiz., Geogr., Ser. Geol. (București), 21, p. 95—102.
- Hadzi, E. — Pantić, N. — Aleksić, V. — Kalenić, M. 1976: Un modèle préliminaire de l'évolution tectonique de la péninsule balcanique dans le cadre du développement de la Méditerranée entre au cours du cycle alpin. Bull. Soc. géol. France, 18, 2, p. 199—203.
- Hallam, A. 1971: Evaluation of bathymetric criteria for the Mediterranean Jurassic. Ann. Inst. geol. publ. hung., 54, 2.
- Hallam, A. ed. 1973: Atlas of Palaeobiography. Amsterdam—London—N. York, Elsevier. 432 p.
- Hanzlíková, E. — Roth, Z. 1965: Attempt on paleogeographic reconstruction of outer West Carpathian sedimentation area. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 36, p. 5—30.
- Heikinen, R. — Thompson, G. 1976: Comparative geochemistry of volcanics from rift valleys, transform faults and aseismic ridges. Contr. mineral. petrol. (Berlin), 57, 2, p. 145—162.
- Heritsch, H. 1965: Der Natrium-Amphibol aus den Glasbachgraben bei Schlaining, Burgenland. Tschermaks mineral petrogr. Mitt. TMPM, 10, 1—4, S. 209—217.
- Herz, N. — Savu, H. 1974: Plate tectonic history of Roumania. Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder, Col.), 85, 9, p. 1429—1440.
- Hesse, R. — Butt, A. 1976: Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the Eastern Alps relative to the calcite compensation level. J. Geol. (Chicago), 84, 5, p. 505—533.
- Hicken, A. — Irwing, E. — Law, L. — Hastie, J. 1972: Catalogue of paleomagnetic directions and poles. Publ. Earth phys. Branch, 45, 1, 1st issue, Dept. of energy, mines and resources, Ottawa.
- Horváth, F. 1975: Application of plate tectonics to the Carpatho-Pannonian region. Acta geol. Acad. Sci. hung., 18, 3—4, p. 243—255.
- Horváth, F. — Stegena, L. — Géczy, B. 1974: Szialikus és szimatikus ívközi medencék. Földt. Kutatás, 17, 3, p. 11—16.
- Hovorka, D. — Zlocha, J. 1974: Tectonics and origin of ultrabasic bodies of gemeride Mesozoic (West Carpathians). Sbor. geol. věd, ř. G., 26, p. 185—195.
- Hsü, K. J. 1971a: Origin of Alps and the western Mediterranean. Nature (London), 233, No. 5314, p. 44—48.
- Hsü, K. J. 1971b: Franciscan mélanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. J. geophys. Res. (Washington), 76, p. 1162—1170.
- Hsü, K. J. — Schlanger, S. O. 1971: Ultra-helvetic flysch sedimentation and deformation related to plate-tectonics. Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder, Col.), 82, 5, p. 1207—1217.
- Hubbard, N. J. 1969: A chemical comparison of oceanic ridge, Hawaiian tholeiitic and Hawaiian alcalic basalts. Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 5, 5, p. 346—352.
- Ianovici, V. — Borcoș, M. — Bleahu, M. — Patrulius, D. — Lupu, M. — Dimitrescu, R. — Savu, H. 1976: Geologia Munților Apuseni. București, Acad. RSR. 632 p.
- Ilavská, Ž. 1965: K otázke veku meliatskej série. Spr. geol. výsk. v r. 1964 (Bratislava), s. 31—32.
- Jacobshagen, V. — Risch, H. — Roeder, D. 1976: Die eohellenische Phase, Definition und Interpretation. Z. dtsh. geol. Gesell., 127, 1, S. 133—146.
- Jakeš, P. — White, J. R. 1972: Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder, Col.), 83, 1, p. 29—40.
- Jong, K. A. de 1966: Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. Geol. Rdsch., 56, S. 103—115.
- Kalmár, I. — Ionesco, D. O. 1975: Considérations sur la tectonique de la "Plateforme de Someș" et des régions limitrophes. Proc. 10<sup>th</sup> Congress of the CBGA, Sec. III. Tectonics, Bratislava, p. 180—187.
- Kamenický, J. 1957: Serpentinizácia, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 45, s. 5—71.
- Kampschuur, W. 1975: Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: higher Nevado-Filabride units and the glaucophanitic

- greenschist facies. *Tectonophysics* (Amsterdam), 27, p. 57—81.
- Kampschuur, W. — Rondeel, H. E. 1975: The origin of the Betic orogen, Southern Spain. *Tectonophysics* (Amsterdam), 27, p. 39—56.
- Karig, D. 1971: Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. geophys. Res.* (Richmond, Va.), 76, p. 2543—2579.
- Karig, D. 1974: Evolution of arc systems in the Western Pacific. *Rev. Earth and Planet. Sci.* (Palo, Alto, Calif.), Vol. 2., p. 51—75.
- Kaya, O. 1972: Aufbau und Geschichte einer anatolischen Ophiolit-Zone. *Z. dtsch. geol. Gesell.* 123, S. 491—501.
- Kišpatic, M. 1887: Die Glaukofangesteine der Fruška Gora in Kroatien. *Jber. geol. Reichsanst.*, 37, S. 35—46.
- Kornprobst, J. 1974: Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. *Not. Mém. Serv. géol. (Rabat)*, 251, 256 p.
- Kozur, H. 1975: Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II: Anschluss der germanischen Trias an die internationalen Triasgliederung. *Freiberg. Forsch.* — C-304, S. 51—77.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie und Tektonik des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath.* (Bratislava), 24, 3, S. 265—374.
- Krebs, W. — Wachendorf, H. 1973: Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of central Europe. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (Boulder, Col.), 84, 8, p. 2611—2629.
- Križani, I. 1977: Metalogenetická interpretácia výsledkov šlichovania východoslovenského úseku západokarpatského flyša. In: *Ložiskovotvorné procesy Záp. Karpát*, Manuscript — PFUK Bratislava, s. 237—246.
- Krs, M. 1966: Paleomagnetic pole position for the Lower Triassic of East Slovakia. *Věst. Ústř. úst. geol.*, 41, 4, p. 287—290.
- Krutichovskaja, Z. A. — Rusakov, O. M. — Paskevič, I. K. — Pozsgay, K. 1971: Magnitnoje pole karpatskogo regiona i nekotoryje voprosy ego geologičeskoj interpretacii. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 15, s. 377—382.
- Kuno, H. 1966: Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. volcanol. Sér. 2 (Napoli)*, 29, p. 194—222.
- Kuno, H. 1968: Origin of andesites and its bearing on the island arc structures. *Bull. volcanol. Sér. 2 (Napoli)*, 32, 1, p. 141—176.
- Lapierre, H. — Rocci, G. 1976: Le volcanisme alcalin du Sud-Ouest de Chypre et le problème de l'ouverture des régions téthysiennes au Trias. *Tectonophysics* (Amsterdam), 30, 3—4, p. 299—313.
- La Roche, H. de 1968: Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sci., Sér. D*, 267, 1, p. 39—42.
- Larson, R. L. — Pitman III, W. C. 1972: World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (Boulder, Col.), 83, p. 3645—3661.
- Laubscher, H. P. 1971a: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. *Geol. Rdsch.*, 60, S. 813—833.
- Laubscher, H. P. 1971b: The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. *Amer. J. Sci.*, 271, 3, p. 193—226.
- Laubscher, H. P. 1973: Alpen und Plattentektonik. Das Problem der Bewegungs-diffusion an kompressiven Plattengrenzen. *Z. Dtsch. geol. Gesell.* 124, S. 295—308.
- Laubscher, H. P. 1975: Plate boundaries and microplates in Alpine history. *Amer. J. Sci.*, 275, 8, p. 865—876.
- Lefèvre, C. — Dupuy, C. — Coulon, C. 1974: Le volcanisme andésitique. *Rev. Haute-Auvergne (Clermont-Ferrand)*, 44, juil—déc., p. 313—355.
- Leško, B. — Kulmanová, A. — Mořkovský, M. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? *Mineralia slov.*, 9, 3, s. 221—233.
- Lorenz, V. — Nichols, I. A. 1976: The Permocarboneferous basin and range province od Europe. An application of plate tectonics. In: *Falke, H. ed., Continental Permian of Central, Western and Southern Europe*, Proc. NATO Adv. Study Inst., Mainz 1975, p. 313—342.

- Lowrie, W. — Alvarez, W. 1974: Rotation of the Italian Peninsula. *Nature* (London), 251, No. 5473, p. 285—288.
- Mahel, M. 1971: Základné tektonogrupy v Karpatoch, na Balkáne a v Dinaridách. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 43—51.
- Mahel, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Explanations to the Tectonic map of the Carpathian-Balkan regions and their forland. CBGA, Commiss. for Tectonics, Bratislava, Geol. Inst. D. Štúr, 456 p.
- Mahel, M. 1974a: Some remarks on the European Alpides from the point of view of some aspects of new global tectonics. *Geol. zbor. Geologica carpath.* (Bratislava), 25, 1, p. 105—112.
- Mahel, M. 1974b: Postavenie Gemerika. *Mineralia slov.*, 7, 3, s. 33—52.
- Mahel, M. 1975: The West Carpathians in the Alpine system. In: Mahel, M. ed.: *Tectonic problems of the Alpine system*. Bratislava, Veda, p. 11—22.
- Mahel, M. 1977: Development model of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath.* (Bratislava), 28, 2, p. 203—218.
- Machatschki, F. 1943: Die Formel des Crossits von Vodno. *Neu. Jb. Mineral., Mh., A*, 120, S. 135—140, Stuttgart.
- Marsh, B. D. — Carmichael, I. S. E. 1974: Benioff zone magmatism. *J. geophys. Res.* (Richmond, Va.), 79, 8, p. 1196—1206.
- Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepenčov bradlového pásma a prilahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Náuka o zemi, sér. Geol.*, 9, 10, Bratislava, Veda, 146 s.
- Marschalko, R. 1976: Typy pienidných flyšových bazénov pozdĺž hrany karpatského bloku v kriade a v paleogéne a ich geotektonický význam. In: *Čs. geológia a globálna tektonika*. Smolenice—Bratislava, s. 37—42.
- Marschalko, R. — Mišík, M. — Kamenický, L. 1976: Petrographie der Flyschkonglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západné Karpaty, sér. geol.*, 1, S. 7—124.
- Mártón, P. — Szalay-Mártón, E. 1970: Secular changes, polarity epochs and tectonic movements as indicated by paleomagnetic studies of Hungarian rock samples. *Pure appl. Geophys.* (Genève), 81, 4, p. 151—162.
- Mattauer, M. — Henry, J. 1974: Pyrenees. In: Spencer, A. M. ed.: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts*. Edinburgh—London, Scott. Acad. Pres—Geol. Soc., p. 3—21.
- McKenzie, D. P. 1970: Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature* (London), 226, No. 5242, p. 239—243.
- Mišík, M. 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Bratislava, VSAV, 269 p.
- Mišík, M. 1970: Facial interpretation of the Middle Triassic of the West Carpathians core mountains. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 14, p. 437—444.
- Mišík, M. 1972: Lithologische und fazielle Analyse der mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geologica*, 22, p. 5—154.
- Mišík, M. 1976: Bradlové pásmo a globálna tektonika. In: *Čs. geológia a globálna tektonika*. Smolenice—Bratislava, s. 28—36.
- Mitchell, A. H. G. 1974: Flysch-ophiolite successions: polarity indications in arc and collision-type orogens. *Nature* (London), 248, No. 5451, p. 747—749.
- Miyashiro, A. 1972: Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Amer. J. Sci.*, 272, 7, p. 623—656.
- Miyashiro, A. 1973: Paired and unpaired metamorphic belts. *Tectonophysics* (Amsterdam), 17, 3, p. 241—245.
- Miyashiro, A. 1975a: Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.* (Chicago), 83, 2, p. 249—281.
- Miyashiro, A. 1975b: Volcanic rock series and tectonic setting. *Annual Rev. Earth planet. Sci. Lett.* (Palo Alto, Calif.), Vol. 3, p. 251—269.
- Monod, O. — Marcoux, J. — Poisson, A. — Dumont, J. F. 1974: Le domaine d'Antalya témoin de la fracturation de la plate-forme africaine au cours du Trias. *Bull. Soc. géol. France* 16, 2, p. 116—127

- Muška, P. — Vozár, J. 1978: Paleomagnetismus hornín mladšieho paleozoika chočského priekrova. Mineralia slov., in press.
- Ney, R. 1975: Tectogenesis of the Carpathians in the light of new tectonics of the Earth's globe. Mater. i pr. Inst. geofiz. PAN (Warszawa), 82, p. 95—110.
- Ney, R. 1976: The Carpathian arc and plate tectonics. Przegl. geol., 24, 6, p. 309—316.
- Ohnenstetter, D. — Ohnenstetter, M. 1976: Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites corses. Bull. Soc. géol. France, 18, 4, j. 889—894.
- Ohnenstetter, D. — Ohnenstetter, M. — Rocci, G. 1976: Étude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. Bull. Soc. géol. France, 18, p. 115—134.
- Pamić, J. 1972: Metamorphic grade of the Jurassic magmatic-sedimentary ("Diasbas—Hornstein") formation of the Dinaridic ophiolite zone (Yugoslavia). Bull. Sci. (Zagreb), A-17, 5—6, p. 151—153.
- Pearce, T. H. — Gorman, B. E. — Birkett, T. C. 1975: The  $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$  diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 24, 3, p. 419—426.
- Pearce, J. A. 1976: Statistical analysis of major element patterns in basalts. J. Petrology, 17, 1, p. 15—43.
- Piccarreta, G. — Zirpoli, G. 1975: The meta-ophiolites outcropping south of the low Savuto—Valley within the context of Alpine metamorphism in central and northern Calabria (southern Italy). Neu. Jb. Mineral., Mh. 4, p. 145—162.
- Pitman III, W. C. — Talwani, M. 1972: Sea-floor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull. (Boulder, Col.), 83, p. 619—643.
- Pucher, R. — Bannert, D. — Fromm, K. 1974: Paleomagnetism in Greece: indications for relative block movement. Tectonophysics (Amsterdam), 22, 1—2, p. 31—39.
- Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. vied, rad ZK, 18, s. 99—140.
- Ricou, L. E. — Argyriadis, I. — Marcoux, J. 1975: L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. Bull. Soc. géol. France, 17, p. 1024—1044.
- Ringwood, A. E. 1974: The petrological evolution of island arc systems. J. Geol. Soc. (London), 130, 3, p. 183—204.
- Rittmann, A. 1971: The probable origin of high-alumina basalts. Bull. volcanol (Napoli), 34, 2, p. 414—420.
- Roeder, D. 1976: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. Dtsch. geol. Gesell., 127, S. 87—103.
- Roever, W. P. de — Roever, E. W. de — Beunk, F. F. Lahaye, P. H. J. 1967: Preliminary note on ferrocapholite from a glaucophane and lawsonite bearing part of Calabria, Southern Italy. Proc. koninkl. nederl. acad. wet., B-70, 5, p. 534—537.
- Roever, W. P. de — Nijhuis, H. J. 1964: Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain) with special reference to the genesis of glaucophane. Geol. Rdsch., 53, 1, p. 324—336.
- Roman, C. 1971: Plate tectonics in the Carpathians: a case in development. Commun. Observ. roy. belg., Sér. géophys. (Liège), 101, p. 37—40.
- Roth, Z. 1963: Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der Flyschzone der Westkarpaten zum Karpatenvorland und den Zentralkarpaten. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 28, S. 5—22.
- Rozložník, L. 1976: Postavenie alpskej metalogenézy v Západných Karpatoch z hľadiska globálnej tektoniky. In: Čs. geológia a globálna tektonika, Smolenice—Bratislava, s. 151—157.
- Rozložník, P. 1914: Földtani jegyzetek Dobsináról. Magyar. k. földt. Intéz. évi Jelent. 1913-ról, Budapest. 373 p.
- Săndulescu, M. 1975: Essai de synthèse structurale des Carpathes. Bull. Soc. géol. France, 17, 3, p. 299—358.
- Satir, M. 1976: Rb—Sr und K—Ar Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallin und der westlichen Hohen Tauern. Geol. Rdsch., 65, 2, S. 394—410.

- Scholz, C. H. — Barazangi, U. — Sbar, M. L. 1971: Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin. *Bull. geol. Soc. Amer.* (Boulder, Col.), 82, p. 2979—2990.
- Schult, A. 1976: Paleomagnetism of Mesozoic volcanic rocks in Sicily. *Rapp. proc.-verb. réun. Commiss. int. explor. sci. Mer méditerran.* (Monaco), 23, 4a, p. 75—76.
- Seidel, E. — Orusch, M. 1976: Regional distribution of critical metamorphic minerals in the Southern Aegean. *Bull. Soc. géol. France*, 18, 2, p. 347—350.
- Simonen, A. 1972: Batolity i ich mesto v orogeneze. In: *Zemnája kora i verchnaja mantija*. Moskva, Mir, s. 420—427.
- Slavkay, M. 1965: Vulkanogénne horniny mezozoika na okolí Poník. *Čas. mineral. geol.*, 10, 3, s. 249—258.
- Smith, A. G. 1971: Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bull. geol. Soc. Amer.* (Boulder, Col.), 82, p. 2039—2070.
- Smith, A. G. — Woodcock, N. H. 1976: The earliest Mesozoic structures in the Othris region, Eastern Central Greece. *Bull. Soc. géol. France*, 18, 2, p. 245—251.
- Soffel H. 1975: The paleomagnetism of the Permian effusives near St. Anton, Voralberg (Austria) and the anticlockwise rotation of the Northern Calcareous Alps through 60°. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 6, p. 375—384.
- Sokratov, B. G. 1976: Vremja i tektoničeskiye uslovija trijasovogo vulkanizma v zapadnoj časti evrazijskogo Tetisa. In: *Očerki geologičeskoj petrologii*. Moskva, Nauka, s. 160—165.
- Stegena, L. 1972: Lemeztekonika, Tethys és Magyar medence. *Földt. Közl.*, 102, 3—4, p. 280—300.
- Stegena, L. — Géczy, B. — Horváth, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics* (Amsterdam), 26, 1—2, p. 71—91.
- Sugimura, A. 1967: Chemistry of volcanic rocks and seismicity of the Earth's mantle in the island arcs. *Bull. volcanol* (Napoli), 30, p. 319—334.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej prehlbeniny. *Mineralia slov.*, 8, 5, s. 395—406.
- Szádeczky-Kardos, E. 1975: Alpiner Magmatismus und Plattentektonik des karpatischen Beckensystems. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 18, 3—4, S. 213—233.
- Szádeczky-Kardos, E. 1976: Plattentektonik in pannonisch-karpatischen Raum. *Geol. Rdsch.*, 65, 1, S. 143—161.
- Szepesházy, K. 1973: A Tiszántúl északnyugati részének felsőkréta és paleogén kora képződményei. Budapest, Akadémiai k., 96 pp.
- Szepesházy, K. 1976: Geological setting of the NE-Carpathians and their position in the Carpathian system. *Ált. földt. Szemle, Manuscript*, No. 8, Budapest, p. 40.
- Tréhu, A. — Sclater, J. G. — Nabelek, J. 1976: The depth and thickness of the ocean crust and its dependence upon age. *Bull. Soc. géol. France*, 18, 4, p. 917—930.
- Trümpy, R. 1971: Stratigraphy in mountain belts. *Quart. J. Geol. Soc.* (London), 126, 3, p. 293—318.
- Trümpy, R. 1973: L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes centrales: interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae geol. Helv.*, 66, 1, p. 1—10.
- Trümpy, R. 1975a: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. *Amer. J. Sci.*, 275-A, p. 209—238.
- Trümpy, R. 1975b: On crustal subduction in the Alps. In: Mahel, M. ed.: *Tectonic problems of the Alpine system*. Bratislava, Veda, p. 121—130.
- Trümpy, R. 1976: Du Pèlerin aux Pyrénées. *Eclogae geol. Helv.*, 69, 2, p. 249—264.
- Utrobín, V. N. — Lineckaja, L. V. 1975: O vzajimootnošenijach Karpatskoj i Dinarskoj geosinklinalnych skladčatych sistem. *Bjull. Mosk. Obšč. Ispyt. Prirod.*, Otd. geol., 50, 3, p. 145—146.
- Vai, G. B. — Elter, G. 1974: Stratigrafia e paleogeografia Ercinica delle Alpi. *Mem. Soc. geol. Ital., Suppl.* 1, (Pisa), 13, p. 7—37.
- Van Hinte, J. E. 1976: A Cretaceous time-scale. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists* (Tulsa, Ocla.), 60, 4, p. 498—516.

- Varga, I. 1971: Prejavy hercýnskych orogénnych fáz vo vývoji permu gemeríd. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 349—360.
- Varga, I. 1973: Mineralnyje asociacii regionalnogo metamorfizma i ich zonalnost v Spiško-gemerskom rudogorii. Mineralia slov., 5, 2, s. 115—134.
- Vergely, P. 1976: Chevauchement vers l'Ouest et r trocharriage vers l'Est des ophiolites: deux phases tectoniques au cours du Jurassique supérieur —  ocr t c e dans les Hell nides internes. Bull. Soc. géol. France, 18, 2, p. 231—244.
- Voo, R. van der 1967: The rotation of Spain: palaeomagnetic evidence from the Spanish Meseta. Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. (Amsterdam), 3, 4, p. 393—416.
- Voz r, J. 1977: Magnetick  horniny tholeitick  série v permu  o sk ho príkrovu Z padn ch Karpát. Mineralia slov., 9, 4, s. 241—253.
- Walitzki, E. M. — Borschutzky, J. 1967: Über die Struktur des Natrium-Amphibols aus dem Glasbachgraben bei Schlaining, Burgenland. Anz.  sterr. Akad. Wiss., Math. — naturwiss. Kl., 104, 1—14, S. 89—92.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. Sci. hung., 13, p. 399—436.
- Wesel, F. C. 1976: Tectonic triad of flysch types in Mediterranean orogens: relationship with regimes of continental margins. 25<sup>th</sup> Int. Congress. Abstracts. Canberra, Vol. 3. 854 p.
- Willie, P. J. — Huang, W. L. — Stern, Ch. R. — Maa l e, S. 1976: Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallisation sequences. Canad. J. Earth Sci. (Toronto), 13, 8, p. 1007—1019.
- Zijdevelt, J. D. A. — Hazeu, G. J. A. — Nardin, M. — Voo, R. van der. 1970: Shear in the Tethys and the Permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results. Tectonophysics (Amsterdam), 10, 5—3, p. 639—861.

## Paleoalp nska geodynamika Z padn ch Karpát

IMRICH VARGA

V ostatnom desa ro i vznikli desiatky modelov geologického v voja alpínskej a mediter nej oblasti vychodiacich z princ pov tektoniky litosferick ch platn  (D. P. McKenzie 1970, A. G. Smith 1971, K. J. Hs  1971a, 1976, J. F. Dewey et al. 1973, M. Boccaletti et al. 1971, 1974a, 1974b, H. Laubscher 1971a, 1971b, 1973, 1975, M. Boccaletti 1974a, 1974b, 1975, E. Szádeczky - Kardoss 1975, 1976, G. V. Dal Piaz 1976, D. Roeder 1976, H. B gel 1975, V. J. Dietrich 1976 a i.). Ve k  ich časť zahŕňa aj oblasť Karpát (C. Roman 1971, L. Stegena 1972, M. Boccaletti et al. 1973, 1974b, M. Mahel 1974a, 1977a, M. Bleahu 1974, N. Herz — H. Savu 1974, F. Horváth et al. 1974, F. Horváth 1975, R. Ney 1975, 1976, L. Stegena et al. 1975, V. N. Utrobin — L. V. Lineckaja 1975, G. N. Dolenko — L. G. Danilovič 1975, L. G. Danilovič 1976 a i.).

Aj keď je pr slu n  liter t ra veľmi rozsiahla, niektoré z kladn  východiská týchto modelov sa neprijímajú v seobecne. Okrem nejasnosť v terminológii nie sú jednotn  náhľady na význam, rozsah účinkov, polaritu a vektory starších fáz medziplat novej tektoniky, ani na alpínske tectonick  procesy. Neprij ma sa jednotne existencia a charakter paleogénnych a neogénnych subdukcií alpsko-mediterr neho p sma. Nie je jasn  úloha a význam okrajových panví (marginal basins). rozdielne sa posudzuje fragmentácia a n sledn  posuny a rotácie mikroplatn  a ich palinspastika. Ot zna ostáva úloha transformn ch zlomov vo vývoji orog nnego pásma a in  prejavy. Preto neprekvapuje, že aj na význam a prínos plat novotektonick ch prístupov pre objasňovanie geologickej histórie alpsko-mediterr nej oblasti sú doteraz rozl  n  náhľady.

 as  doterajších rozporov m  korene v nejednotnom ch pan  procesov, ktor  pohyb litosferických platn  sprevádzajú. Z toho vychodí aj nepresved iv  interpretácia nie-

ktorých produktov vzájomného pôsobenia litosferických segmentov. Nejasnosti sa odzrkadľujú v dosť veľkom terminologickom zmätku. Úvodom bude preto užitočné upozorniť na terminologické zásady, ktorých sa pridržame.

Subdukcia listoferických platní predstavuje vzájomné geokinematické a termodynamické pôsobenie platní litosféry s mocnosťou priemerne do 100 km, dĺžkou 1000—2000 km a šírkou 300—500 km. V prípade Západných Karpát ju možno aplikovať len na procesy vyvolané pohybmi veľkých litosferických platní (africkej a eurázijskej) v celej tethydej oblasti. Pritom nastáva subdukcia ťažšej a tenšej platne (zvyčajne s oceanicickou kôrou) pod ľahšiu a mocnejšiu platňu (spravidla s kontinentálnou kôrou). Subdukcia litosferickej platne o. i. vyvoláva:

- vznik dlhých pásiem melanže, zvyčajne na okraji kontinentu (vyznačujúc paleotektonicky fosílnu kontinentálne okraje),

- vznik párových metamorfných pásiem (A. Miyashiro 1973),

- palingenézu a diapirizmus vápenato-alkalických vulkanitov a plutonitov na aktívnom okraji kontinentu a vo vulkanickom ostrovnom oblúku,

- vznik sekundárnych, oceanických a suboceanických okrajových panví za ostrovným oblúkom (s vývojom od „ensialitických“ k „ensimatickým“),

- metalogenézu a určuje zonálnosť veľkých metalogenetických pásiem.

Poradie prvých štyroch fenoménov možno chápať aj chronologicky.

Osobitným prípadom subdukcie litosferických platní (pri nedostatku alebo predchádzajúcej konzumácii oceanickej litosféry medzi kontinentálnymi časťami platní) je kolízia kontinentálnych litosferických blokov. Z nej možno vyvodit ďalšiu skupinu procesov, ktoré sa pôvodne nazvali subdukciami (A. Amstutz 1955). Ide však o rádo-ve a kvalitatívne odlišný proces, ako boli predchádzajúce, o krustálnu subdukciiu.

Krustálna subdukcia (R. Trümpy 1975b) predstavuje vzájomné superponovanie kôrových segmentov. Môže byť o. i. hybnou silou pri vzniku príkrovov, spôsobuje nahustenie alebo zriedenie izofaciálnych metamorfných zón (zdvojenie alebo hiát), sú s ňou späté zmeny geotermického gradientu alpinotypne zvrásnených oblastí a vznik tepelných dômov alebo depresií malých rozmerov. Zúčastňujú sa na nej segmenty (platničky alebo šupiny) kôry mocné 5—25 km, dlhé niekoľko 100 km a široké 50, zriedka 100 km. Krustálna subdukcia je dodnes oporou teórie vzniku príkrovov Álp i Karpát. Ide však len o procesy vyvolané globálnou tektonikou, nie o ňu samotnú. Krustálna subdukcia spôsobuje:

- anomálie hustoty a seizmickej vodivosti v kontinentálnej kôre (inverzie hustotného gradientu a rýchlosti seizmických vln),

- vznik lineárnych pásiem geofyzikálnych anomálií (magnetické, gravimetrické a magnetotelurické anomálie alpinotypne zvrásnených oblastí),

- deštrukciu a rozvlečenie produktov vzájomného pôsobenia litosferických platní vzniknutejších počas starších geotektonických procesov a ich začlenenie do stavby kolíznych orogénnych pásiem,

- redistribúciu metalogenetických rajónov, podoblastí a okrskov a ich vzájomné, často kontrastné usporiadanie.

Treba poznamenať, že hranica medzi obidvoma typmi subdukcií doteraz nie je dostatočne definovaná geofyzikálne ani geologicky.

### Dve hľadiská vývoja

Ak sa vychádza z princípov tektoniky litosferických platní, možno paleotektonický vývoj alpsko-karpatského systému analyzovať z dvoch hľadísk.

Materiálové hľadisko posudzuje paleotektonickú pozíciu z povahy sedimentárnych, vulkanických a plutonických litofácií a je prvoradé pre ich palinspastickú rekonštrukciu. Jeho použitie pri analýze sedimentárneho záznamu (A. Hallam 1971, R. Trümpy 1971, 1973, 1975a, K. A. W. Crook 1974, D. Bernoulli — H. Laubscher 1972, D. Bernoulli — H. C. Jenkyns 1974, M. B. Cita —

S. I. Premoli 1974, A. Bossellini — E. L. Winterer 1975, J. R. Curray 1975, M. Epting et al. 1976, F. C. Wesel 1976, R. Hesse — A. Butt 1976, R. Marschalko 1975 a i.) umožnilo v hlavných črtách rekonštruovať mezozoickú paleogeografiu mediteránnej oblasti. Veľký význam má aj objasnenie závislosti medzi materiálovou povahou, petrogenézou a tektonickým pozadím vulkanitov (H. Kuno 1966, 1968, A. Sugimura 1967, N. Hubbard 1969, A. Rittmann 1971, P. Jakeš — J. R. White 1972, A. E. Ringwood 1974, B. D. Marsh — I. S. E. Carmichael 1974, C. Lefèvre et al. 1974, W. S. Fyfe — A. R. McBirney 1975, W. K. Dickinson 1975, A. Miyashiro 1975a, 1975b, M. Beson — M. Fonteilles 1975, T. H. Pearce et al. 1975, R. Heikinian — G. Thompson 1976, J. A. Pearce 1976, R. N. Anderson et al. 1976, B. G. Sokratov 1976 a i.) alebo paleotektonickej pozície plutonitov (J. Gilluly 1971, A. Simonen 1972, P. J. Willie et al. 1976 a i.). Ale samotné materiálové hľadisko zložitú dynamiku pohybov litosferických a sublitosferických blokov úplne nevysvetľuje.

Rekonštrukcia vzájomných dynamických vplyvov litosferických segmentov, ktorá zachycuje materiálový záznam, vyžaduje použitie kinematického hľadiska. Tento aspekt vychádza z paleomagnetických údajov a z tektonických a metamorfných facií hornín. Pre rekonštrukciu vývoja a odvodenie dynamického modelu sú veľmi významné produkty vzájomného pôsobenia litosferických blokov, ako sú serpentinity, vysokotlakové asociácie, melanže, pásma evaporitových diapýrov a vulkanoplutonické asociácie hornín vystupujúce v spojitosti s párovými metamorfnými zónami.

Tektonickú históriu Západných Karpát možno najlepšie rekonštruovať, ak sa vychádza z ich vnútorných jednotiek, najmä z gemeríd. Nachádzajú sa tu takmer neprerušene produkty vývoja za ostatných okolo 500 mil. rokov. Gemeridy sa vyznačujú pestrými litofáciami a vulkanitmi starších orogénnych cyklov a umožňujú kvalitatívne posúdiť vývoj kôry, ktorú v jednotlivých obdobiach reprezentovali. Len v tomto pásme sú odkryté tektonické, metamorfné a magmatické produkty dokumentujúce osobitosti mobilnej histórie kôry (glaukofanity a granity) v paleoalpínskom období.

Petrochemické črty vulkanogénnych litofácií gemeríd a susedných oblastí sú znázornené na diagramoch (obr. 1) podľa H. de La Rochea (1968). Pretože petrogeneticky významné analytické údaje z paleovulkanitov Západných Karpát doteraz nemáme (obsah vzácnych zemín, izotopické údaje), tieto diagramy naznačujú prevládajúci diferenciačný trend a umožňujú posúdiť paleotektonickú pozíciu vulkanogénnych komplexov.

Predalpínske obdobie (do 200 mil. rokov) je napriek pomerne vyhraneným litofáciám známe z materiálovej náplne len útržkovite. Rozsah a kinetika pohybov ostávajú neznáme v celom predalpínskom období. Aj keď sa o použiteľnosti aktualistických prístupov na objasnenie predalpínskej histórie vyjadrili aj pochybnosti (A. E. Engels — D. L. Kelm 1972, W. Krebs — H. Wachendorf 1973, J. C. Briden 1973), novšie údaje umožňujú dostatočne presvedčivú interpretáciu varískej orogenézy týmto spôsobom (J. P. N. Badham — C. Halls 1975, C. B. Vai — G. Elter 1974, V. Lorenz — I. A. Niuholts 1976 ai.).

### **Tektonické pozadie paleovulkanitov gemeríd a susedných jednotiek**

Staršie paleozoikum gemeríd tvorí mocný vulkanosedimentárny komplex s kyslými a bazickými vulkanitmi a doteraz len s čiastočne známou stratografiou. Problematické sú aj korelácie s okolitými tektonickými jednotkami. Flyšoidná sedimentácia hovorí o vzniku v geosynklinálnom, asi suboceánskom hlbokomorskom prostredí. Povahu prostredia a sedimentácie odrážajú bazické vulkanity staršieho paleozoika so spilito-keratofýrovým trendom diferenciacie (obr. 2). Aj keď prevládajúce paleo-



vulkanity staršieho paleozoika (porfyroidy) tvoria organickú súčasť gelnickej série, predsa sú „cudzorodé“. Tieto vulkanity nie sú typické pre hlbokomorské ani pre flyšové alebo flyšoidné prostredie sedimentácie; nie sú „iniciálne“ a zreteľný vápenato-alkalický trend ich diferenciácie (obr. 3) napriek značnému premiešavaniu so sedimentogénnymi horninami svedčí o podmienkach vzniku podobných ostrovným oblúkom alebo aktívnemu kontinentálnemu okraju (andský typ).

Prevažne ignimbritová povaha (a petrochemický charakter) porfyroidov môže naznačovať súčasnú alebo predchádzajúcu rýchlu subdukciu veľkého objemu na vodu bohatých sedimentov na okraji sedimentačnej panvy gelnickej série. Porfyroidy sú pravdepodobne ekvivalentom podobných ignimbritových hornín na rozsiahlom území okraja Paleoeurópy (Írsko, Škótsko, Východné Alpy) vo vrchnom ordoviku (J. F. Dewey 1971, H. Flügel — H. P. Schlönbach 1972, S. Borsi et al. 1975). Hojné sedimentogénne textúry porfyroidov dokladajú aspoň čiastočnú redepozíciu v turbiditoch (gradačné zvrstvenie, rytmickosť). Súčasné nahromadenie ofiolitových hornín aj alkalicko-vápenatých ignimbritov v jedinej sedimentačnej panve najlepšie vysvetľuje predstava o vzniku staršieho paleozoika gemeríd v druhej, sub-oceanickej panve za ostrovným oblúkom (D. Kárig 1971, 1974), kde by ultrabázické horniny (Vyšný Klátov, Ploské, Breznička) mohli signalizovať existenciu zaoblúkového rozširovania a vytvárania sekundárnej oceanickej kôry v pokročilejšom štádiu vývoja.

Niekoľko problémov je aj pri vrchnom karbóne gemeríd. Čiastočne vyplývajú z nedostatočných stratigrafických údajov. Počiatočná alkalicko-sodná tendencia diferenciácie bázičkého vulkanizmu v severných gemerídach je charakteristickým produktom vulkanizmu viažúceho sa na krátkotrvajúce riftové zóny (obr. 4). Pravdepodobne dokladá prítomnosť substrátu so slabo konsolidovanou kôrou, v ktorej mohli vzniknúť sekundárne rifty. Diferenciačné rozpätie týchto bázičiek zďaleka nedosahuje rozpätie staropaleozoických bázičkových vulkanitov. Predpokladaný slabo konsolidovaný substrát a slabá alpínska metamorfóza sú v rozpore s umiestnením paleozoických sérií gemeríd medzi kryštalinikom severnejších častí Západných Karpát a prevažnej časti staropaleozoických jednotiek panónskej panvy, ktoré obsahujú množstvo variských plutonitov a vyššie metamorfované série. Dnešné umiestnenie paleozoika gemeríd je podľa toho výsledkom mladších pohybov. Aj vo vrchnokarbónskej formácii je rozpor medzi povahou prevládajúcich sedimentov (molasoid ?) a nedostatkom sialických, kôrových vulkanitov, ktoré sa objavujú až v poastúrskom období (L. Varga 1971). Všeobecná podoba staropaleozoických a karbónskych bázičiek na rozdiel od ostatných jednotiek Západných Karpát hovorí o malom význame predvrchnokarbónskej orogénnej stabilizácie gemeríd (T. Buday et al. 1960, P. Grecula 1973, M. Maheľ 1974b).

Zásadnú zmenu pre litofácie gemeríd a celých Západných Karpát prináša povestfálsky prelom (leonská, astúrska fáza). Vo vulkanizme znamená nástup typicky kôrových, autochtónnych, kyslých alkalicko-vápenatých vulkanitov s úzkym diferenciačným rozpätím. Tieto vulkanity, ktorých generáciu možno vysvetliť parciálnym tavením kontinentálnej kôry (obr. 4), zároveň svedčia o jej predchádzajúcej značnej akrecii. Do tohto geotektonického pozadia v škále permských vulkanitov zapadajú aj tholeiitické, málo diferencované melafýry chočského sedimentačného priestoru (J. Vozár 1977). Možno predpokladať, že sa viažu na hlbokosiahajúci kontinentálny rift v povestfálskej konsolidovanej kôre. Paleovulkanity permu sú svedkami tejto konsolidácie, a preto asi geodynamický vzťah k následným, alpínskym tektono-magmatickým procesom nemajú.

Novšie údaje o vrchnotriasovom veku vulkanosedimentárnych častí meliatskej série (H. Kozur — R. Mock 1973) hovoria proti perzistencii oceanických a sub-oceanických vulkanických asociácií zo staršieho paleozoika do permu až spodného triasu v južnej časti gemeríd. Perzistencia vyplývala z dovtedy predpokladaného vrchnopermského a spodnotriasového veku bázičiek v meliatskej sérii. Litofácie me-

liatskej série, ktoré poskytli vrchnopermské a spodnotriasové spóry (Ž. Ilavská 1965), vulkanity ani vulkanickú prímes v sedimentoch neobsahujú. Aj v Bukových vrchoch sú nad nemetamorfovaným starším paleozoikom neovulkanické vývoje permu (K. Balogh 1964) vzniknulé na stabilnom kontinentálnom okraji (S. Antal 1975). Preto možno predpokladať, že astúrske procesy boli v paleotektonickom vývoji rozsiahlych častí variského horstva nepostihnutých intenzívnymi tektonickými procesmi starších variských fáz významným prelomom.

Na rekonštrukciu paleotektonického vývoja mezozoika Západných Karpát je v charaktere vulkanizmu málo záhytných bodov v gemeridách, preto treba vychádzať z vulkanitov okolitých jednotiek. Spilitovo-keratofýrová diferenciácia strednoaniských a spodnoladinských vulkanitov Bukových vrchov (obr. 6) a podobný charakter diabázov v meliatskej sérii a z okolia Jakloviec (obr. 7) pravdepodobne znamenajú už počiatočné štádium vytvárania oceanickej kôry Tethydy. Dispozícia jednotiek so strednotriasovými bazickými vulkanitmi sa však musela od ich súčasnej pozície veľmi odlišovať. Svedčí o tom spoločné vystupovanie diabázov s tektonickými šupinami ultrabázik (D. Hovorka — J. Zlocha 1974).

Úplne inú magmatickú diferenciáciu, a tým aj odlišné paleotektonické pozadie majú vulkanity vrchnoladinského — spodnokarnského cyklu Bukových vrchov (K. Balogh 1964) a paleovulkanity príkrovu Drienka (M. Slavkay 1965), ktoré sa podobajú, aj keď sú asi odlišného veku. Shoshonitová diferenciácia (obr. 8) by mohla svedčiť o tom, že vznikli v podmienkach vulkanického oblúka. Ak neberieme do úvahy lunzské vrstvy v austroalpiniku a v Západných Karpatoch, ktorých flyšovú povahu mohla vyvolať tá istá fáza (labínska?), deformačné fázy a ďalšie znaky orogénnej aktivity tohto obdobia ostávajú zastreté. V podstate ca-alkalické vulkanity tohto cyklu diferencované do extrémne draselných variet signalizujú význam tejto fázy vo vývoji Západných Karpát aj susedných oblastí. Inak prevládajúca plytkovodná sedimentácia karbonátov triasu v gemeridách a v ostatnej časti Západných Karpát (M. Mišík 1966, 1970, 1972) na astúrsy konsolidovanom kryštalinickom a čiastočne len epimetamorfovanom substráte a na kontinentálnych a epikontinentálnych vývoch permu svedčí o príslušnosti tejto oblasti v triase k epihercýnskej platforme.

Nateraz niet dostatočných dôkazov o charaktere kôry a o paleotektonickej príslušnosti jednotiek centrálnych Západných Karpát v jure a v spodnej kriede. Zdá sa, že fragmentácia kontinentálnej litosféry, začatá už asi v strednom triase, nadobudla väčší rozsah až v spodnej jure. Sedimentárnym záznamom sú vývoje jury s plytkovodnými aj hlbokomorskými faciami (M. Maher 1971, 1975). Hlbokomorské sedimenty však nesprevádza vyhranená asociácia bazických až ultrabazických hornín dokazujúca synchronný vznik oceanickej kôry v podloží jurskej sedimentačnej panvy.

Limburgitovo-augititové vyvreniny jury až spodnej kriedy Západných Karpát (obr. 9) sú produktom lineárneho, riftového vulkanizmu v embryonálnom štádiu. Vyhranene riftový charakter majú alkalicko-sodné diferencované vulkanity (bostonity) v uhľonosných, grestenských faciách paralických sedimentov liasu v pásme Mecsek — Kiskőrös (Gy. Wein 1969), v getickom príkrove a v internom danubiku Južných Karpát (Brašov — Dimbrovicioára, Sviňa; M. Šándulescu 1975) a vznikali na vyhranene kontinentálnej kôre. Pokročilejšie štádium fragmentácie tejto kontinentálnej kôry predstavujú komplexné ofiolitové série paleovulkanitov strednej a vrchnej jury porovnateľné s ofiolitmi penninskej eugeosynklinály Álp v oblasti južných Munții Metalliferi, vo flyšovej zóne severovýchodného Alföldu, v príkrovoch Ceahlău — Kamennyj Potok, Severin, vo vardarskej zóne a vo vnútornej dinaridnej ofiolitovej zóne. Spreádzajú ich hlbokomorské fácie sedimentov. Nápadné je objavenie sa raného spodnokriedového (miestami už vrchnojurského) flyša vo väčšine týchto oblastí.

Vulkanické asociácie riftového typu sú v spodnej kriede už menej rozšírené.

Paleovulkanity v Mecseku a vo Villányi v Maďarsku a v sliezskom príkrove Západných Karpát (Západné Beskydy) s podobným, alkalicko-sodným diferenciačným trendom potvrdzujú existenciu kontinentálnej kôry v tejto dobe.

Ofiolitový vulkanizmus pokračuje do spodnej jury len v menšej časti paleoalpínskych jednotiek; v bukovinskom príkrove Východných Karpát, vo vnútorných šúpiniach jednotky Ceahlău — Kamennyj Potok, v Munții Metalliferi (jednotka Feneș — Bedeleu), vo východnej časti jednotky Trascău (M. Săndulescu 1975) a v spodnokriedovom flyši severovýchodného Alföldu (K. Szepesházy 1973), a tým naznačuje zmenšujúci sa rozsah oblastí s oceanskými typmi vulkanitov. Väčšinu týchto jednotiek charakterizuje nástup flyšovej sedimentácie (až divokého flyša) v baréme a v apte (M. Săndulescu 1975).

Spodnokriedové obdobie vo vývoji Karpát poskytlo najmladšie ofiolitové paleovulkanity. Naopak, niekde od cenomanu, a hlavne v senóne sa postupne objavujú vulkanity a plutonity s ca-alkalickou diferenciáciou (gemeridy, zdrojová oblasť exotických konglomerátov pieninského bradlového pásma, Východné Karpaty, gettický príkrov, Timok, Sredna Gora, vardarská zóna a i.). Ukazujú na formovanie podmienok typických pre vulkanický (ostrovný) oblúk v tomto období. Na rozdiel od nich diferenciačné trendy mladších (paleocénnych, vrchnoecénnych a spodnooligocénnych) vulkanitov Karpát (Zadunajsko, Matra, Apusenské vrchy, Banát a i.) sa blížia povahe neogénnych vulkanitov a plutonitov Karpát. Preto tieto paleogénne vulkanity signalizujú už počiatok odlišnej paleotektonickej situácie, takej, ktorá bola tektonickým pozadím neovulkanitov (plášťový diapýr za frontálnou časťou orogénu).

Po rekapitulácii sa v oblasti Karpát črtajú dva odlišné vývoje mladšieho paleozoika a triasu, ktoré možno v hrubých črtách paralelizovať s podobnými vývojmí širšieho okolia:

— Vývoj epihercýnskej platformy, ktorej podstatnú časť tvorilo hercýnske a staršie kryštalinikum s permskou molasou sprevádzanou kyslými kôrovými a menej hojnými tholeiitickými podkôrovými vulkanitmi. Vyznačuje sa plytkovodným, mocným alebo tenším, prevažne karbonatickým triasom len so sporadickými vulkanickými prejavmi (tufity) v ladíne. Vplyvy významných paleogeografických zmien na prelome triasu a jury sú miestami predznamenané od karnu (lunzské vrstvy). Väčšia (južná) časť tejto karbonátovej platformy patrí do tet hydnej bioprovincie, kým severná, okrajová časť, s častými terigénnymi sedimentmi a s čiastočne obnaženým predtriasovým podložím (vindelickej prah), do germánskej bioprovincie triasu (A. Hallam 1973, A. Bossellini — K. J. Hsü 1973, H. Kozur 1975 a i.).

— Vývoj stabilného kontinentálneho okraja epihercýnskej platformy (predhercýnske kryštalinikum a nemetamorfované staršie i mladšie paleozoikum) s výraznými prejavmi oceanizácie vo vulkanickej činnosti od spodnej časti stredného triasu (O. Monod et al. 1974, F. Baroz et al. 1976). Vyznačuje sa oceanskými asociáciami vulkanitov v anise a v spodnom ladíne a kyslým (miestami shoshonitovým) vulkanizmom s ca-alkalickým trendom diferenciácie vo vrchnom ladíne a v karne. Karbonáty patria do juhonet hydnej bioprovincie triasu.

Na tomto podklade sa vyvíjajú nezávislé, paleotektonicky odlišné vývoje jury a spodnej kriedy. Diferenciácia epihercýnskej platformy začatá v spodnej jure spôsobila veľké rozdiely v litológii a v mocnostiach jurských a čiastočne spodnokriedových sérií (klastické, karbonátové a slienito-rohovcové fácie; D. Bernoulli — H. C. Jenkins 1974). Segmentácia epihercýnskej platformy sa odrazila spočiatku v generácii embryonálnych riftových vulkanitov spodnej jury a veľmi zriedka v mladších sériách (limburgity — augitity a bostonity), postupne však vyústila v oddelení značnej časti pôvodnej platformy od eurázijského bloku kontinentálnej litosféry, čo sa prejavilo vývojom mohutných ofiolitových sérií. Väčšina jednotiek, ktoré sa dnes začleňujú do stavby Karpát (tatridy, Zemplín, Mecsek, Apusenské vrchy, Bihorské vrchy a i.), predstavuje spolu s nadväzujúcimi jednotkami Álp

oddelené a počas strednej a vrchnej jury od stabilného eurázijského bloku značne vzdialené zvyšky epihercýnskej platformy.

Výsledkom sú paleotektonicky samostatné vývoje jury a spodnej kriedy:

— Jurské a spodnokriedové, prevažne vápnité a slienité, menej psamitické a len zriedkavo psefitické (napr. v sliezskej jednotke) vývoje eurázijského okraja epihercýnskej platformy s ojedinelými vulkanickými prejavmi v spodnej kriede viažúcimi sa na lineárne prírodné cesty riftového charakteru. Ako dokazujú paleogeografické rekonštrukcie, orogénny front vrásnených Karpát túto oblasť postupne anektoval už od albu (E. Hanzlíková — Z. Roth 1965).

— Plytkomorské jurské fácie s oolitickými, organogénnymi alebo slienitými vápencami, dolomitmi, slieňmi, bauxitmi, Mn-rudami a rohovcami (v austroalpiniku, centrálnych Karpatoch, Julských Alpách, Vysokom Krase, durmitorskom príkrove a v centrálnodinárskej zóne) vytvárajú samostatnú skupinu litofácií. Miestami jura úplne chýba a namiesto nej je obnažený triasový aj predtriasový podklad. Jurská sedimentácia miestami prekračuje do spodnej kriedy. Charakteristické sú také ťažké minerály v sedimentoch, ktoré dokladajú nepatrný, ale jasný znos z kryštalinika (granát, staurolit, ilmenit a i.). Spolu so sedimentologickými a paleontologickými údajmi (A. Hallam 1971, 1973, J. Fülöp 1976) to všetko protirečí hlbokomorskej sedimentácii červených vývojov jury (ammonitico rosso) tejto oblasti. Nápadný rozdiel nastal až na konci spodnej kriedy (spodný alb), keď sa v jemnoslienitých aleurolitoch alebo v organogénnych plytkovodných vápencoch objavilo veľké množstvo chromitu, leukoxénu, pyritu, glaukofánu, chloritoidu, ale aj turmalínu (M. Mišík 1976, J. Fülöp 1976), poukazujúce na dramatickú zmenu v skladbe zdrojovej oblasti. V rovnakom období sa výrazne zmenilo aj zloženie zdrojových oblastí jednotiek čierneho flyša až subflyša prímýkajúcich sa k centrálnym Karpátom (D. Grigorescu — N. Anatasiiu 1976). Významná je časová a asi aj priestorová korelácia so začiatkom flyšovej sedimentácie v tých oblastiach, kde sú ofiolitové série jury. Nápadná je aj časová korelácia s „manínskou fázou“ (D. Andrusov 1959) pieninského bradlového pásma.

— Nezávisle od staršieho podložia sa vyvinuli mohutné ofiolitové komplexy strednej a vrchnej jury sprevádzané hlbokomorskými sedimentmi (ligurský komplex, penninikum, časť zdrojovej oblasti pieninského bradlového pásma, murešská synklinála, flyš severovýchodného Alföldu, ofiolity vnútorných dinaríd a vardarskej zóny s pokračovaním ďalej na JV) a presahujúce do spodnej kriedy len v externejších jednotkách (Ceahlău — Kamennyj Potok, Severin a i.). Rozšírenie ofiolitových litofácií dokumentuje oceanické pásmo medzi stabilným okrajom eurázijskej platformy a oddeleným segmentom s kontinentálnou kôrou v Tethyde a naznačuje založenie zaoblúkových panví, kde ofiolitový vulkanizmus pretrval až do spodnej kriedy. Pritom podľa sedimentárneho sprievodu ofiolitov možno ešte oddeliť vývoje s prevahou jemnejších turbiditov s rádiolaritmi a s podradnejším zastúpením karbonátov od vývojov so značným zastúpením karbonátov (často v podobe olistolitov a olistostrómov) a hruboklastických turbidov. Ofiolitová vulkanická činnosť, zvyčajne sprevádzaná hruboklastickým až divokým flyšom, pokračovala v spodnej kriede v zmenšenej oblasti. V tom období sa už vytvárali počiatky kolíznej geodynamickej situácie Tethydy.

### **Produkty vzájomného mobilného pôsobenia litosferických blokov**

Kvalitatívny model vychodiaci len z charakteru vulkanitov a zo sedimentárneho záznamu nemôže históriu vzájomných mobilných vplyvov litosferických blokov a ich fragmentov objasniť úplne. Dynamiku vývoja možno analyzovať, len ak sa do rekonštrukcií paleotektonickej situácie zahrnú pásma vysokotlakovej metamorfozy a serpentinitových protrúzií, melanže, pásma evapornitových diapýrov a pásma ca-alkalických vulkanoplutonických asociácií v oblastiach vysokého teplotného toku

nad subdukovanými segmentmi oceanickej litosféry, ktoré sú výraznými produktmi týchto procesov.

Počas kriedových orogenetických procesov vznikli o. i. glaukofanitovo-serpentiniové pásma, zvyčajne v sprievode litologických komplexov s črtami melanže (K. J. Hsü 1971b, M. D. Dimitrijevič — M. N. Dimitrijevič 1973, 1976, Z. Durdanovič 1974 a i.). Doterajšie údaje zo západnej časti alpíd svedčia všade o paleoalpínskom veku najstarších vysokotlakových paragenéz (70—100 mil. rokov; M. Frey et al. 1974, G. V. Dal Piaz 1976 a i.). Rádiometrické údaje z juhovýchodnej Európy nateraz nie sú k dispozícii, ale geologické pozorovania svedčia o niečo staršom, vrchnojurskom až spodnokriedovom veku najstarších vysokotlakových asociácií (G. Boillot in D. Fantinet et al. 1977). Prítomnosť vysokotlakových paragenéz si aj v Západných Karpatoch vynucuje analýzu ich genézy.

Vysokotlakové a nízkoteplotné metamorfné asociácie a párové metamorfné zóny vyznačujú priebeh kolíznych okrajov kontinentálnej a oceanickej litosféry (M. C. Blake — W. P. Irwin — R. G. Coleman 1969, R. G. Coleman 1971, W. G. Ernst 1973a, 1973b, 1975, A. Miyashiro 1972, 1973). V alpídach možno kolízny okraj paleoalpínskych litosferických blokov sledovať pozdĺž severného okraja Tethydy podľa výskytov paragenéz s glaukofanom, zvyčajne sprevádzaných serpentinitmi: betická kordiléra (W. Kampschuur 1975, W. Kampschuur — H. E. Rondeel 1975) — Korzika (D. Ohnenstetter et al. 1976) — Západné a Východné Alpy (rozsiahlu literatúru pozri u W. G. Ernsta 1973a, novšie u J. Desmonsovej 1977) — Rechnitzské pohorie (H. Heritsch 1965, E. M. Walitzki — J. Borschutzky 1967) — Spišsko-gemerské rudohorie (P. Rozložník 1914, J. Kamenický 1957, P. Reichwalder 1973, I. Varga 1973) — pieninské bradlové pásmo (M. Mišík 1976); Fruška Gora (M. Kišpatič 1887, Z. Durdanovič 1971) — vardarská zóna (F. Machatschki 1943, J. Pamič 1972) — severozápadná Anatólia (E. Cogulu 1965, O. Kaya 1972) — Malý Kaukaz (S. Adamia et al. 1977). Podobné pásmo je dnes aj blízko južného okraja mediteránneho orogénu a vyznačuje južný okraj rozptýlených produktov kolízie africkej a eurázijskej litosferickej platne: Rif (J. Kornprobst 1974) — Kalábria (W. P. de Roever et al. 1967, G. Piccaretta — G. Zirpoli 1975) — subpelagónske pásmo (F. Derycke — I. Godfriaux 1976) — južnoegejské ostrovy (E. Seidel — M. Okrusch 1976) — Západný Tauros (L. E. Ricou et al. 1975) — Zagros (J. Braud — L. E. Ricou 1975).

Paralelne s pásmom vysokotlakových paragenéz vystupujú len v juhovýchodnej Európe kriedové alkalicko-vápenaté vulkanoplutonické asociácie. Pásmo vulkanitov a plutonitov s ca-alkalickým trendom diferenciácie, charakteristickým pre magmatické asociácie ostrovných oblúkov, vyznačujú výskyty v gemeridách a veporidách, v zdrojovej oblasti exotických valúnov pieninského bradlového pásma, vo Východných Karpatoch, Timoku, Srednej Gore a v pontsko-zakaukazskom pásme. Vyššie termálna metamorfóza v uvedených oblastiach je zastúpená len slabo, čo možno vysvetliť pomerne slabým zásahom denudácie do hlbších úrovní.

Je pozoruhodné, že najzápadnejšie výskyty alkalicko-vápenatých magmatitov kriedového obdobia sú v gemeridách a v pieninskom bradlovom pásme. Ak vychádzame z rádiometrických K/Ar vekov, potom západnejšie, v austroalpínskom kryštaliniku v čase predpokladaného vzniku vrchnokriedových granitov prebehli len teplotné zmeny (Vysoké Taury), dokumentované častými K/Ar vekmi svetlej sludy a o niečo mladšími Rb/Sr aj K/Ar vekmi biotitu (74—92 mil. rokov; turón — kampán). Tie sa už interpretujú ako veky chladnutia, spôsobené výzdvihom a eróziou (pred sedimentáciou gosauských súvrství a počas nej), aj presunom austroalpinika na penninské predpolie. Predchádzal ich vrchol termálnej metamorfózy, dokumentovaný Rb/Sr vekmi svetlej sludy v starom kryštaliniku v rozmedzí 110—130 mil. rokov („Schneebergkristallisation“) v neokóme, ktorý však postihol

len oblasti v okolí taurského okna (M. Satir 1976). Paleoalpínske granitoidy sú vo Východných Alpách neznáme, a keďže v kriede tu chýbala aj vulkanická činnosť, spôsobovalo to veľké ťažkosti pri pokusoch interpretovať presun austroalpinika ako lithosferickú subdukciu (porov. G. V. Dal Piaz 1976).

Východoalpiský termálny proces mal v neokóme iste väčší rozsah a pravdepodobne postihol aj Západné Karpaty, pretože východnejšie, v rumunských Karpatoch, sa zistila rovnaká distribúcia paleoalpínskych rádiometrických vekov ako v austroalpiniku Východných Álp (R. Dimitrescu 1976). Preto vrchol termálnej metamorfozy paleoalpínskeho obdobia musel aj v Západných Karpatoch prebiehať skôr, ako sa predpokladá, a mala by ho dokumentovať kryštalizácia slúd v rozmedzí 110—120 mil. rokov (barém—apt). Proces pravdepodobne naznačuje poslednú kryštalizáciu tavenín v ostrovnom oblúku a je počiatkom kolíznej geodynamiky konvergujúcich kontinentálnych segmentov litosféry v Tethyde. Do tohto obdobia možno klásť počiatky krustálnych subdukcii v Karpatoch.

Predchádzajúce argumenty svedčia o tom, že jednotky, v ktorých sa nachádzajú paleoalpínske vulkanity a plutonity, mali v geodynamickom pláne odlišnú paleotektonickú pozíciu ako ostatné jednotky vnútorných Karpát. Okrem faciálnych odlišností predalpínskych sérií mali aj odlišný paleoalpínsky geodynamický vývoj až po spodnú kriedu vrátane. Tým sa odlišujú od presunutých kôrových segmentov austroalpinika a porovnateľných jednotiek Karpát a od dinarid. Výsledné rozmiestnenie tektonických jednotiek s paleoalpínskymi granitoidmi (veporidy a gemeridy) v centrálnych Karpatoch je preto produktom mladších, z veľkej časti už neoalpínskych pohybov.

Paralelné pásma vulkanoplutonických asociácií a vysokotlakových paragenéz vyznačujú úklon paleoalpínskej litosferickej subdukčnej zóny. Vo vzťahu k dnešnému (t. j. neoalpínskemu) usporiadaniu severnej vetvy alpid to bol úklon na jej externú stranu, pod epihercýnsku platformu Eurázie. Začiatok paleoalpínskej litosferickej subdukcie sa doteraz v karpatskom úseku nedá rekonštruovať (na rozdiel od počiatku krustálnych subdukcii v baréme až apte). Alkalicko-vápenaté vulkanity s petrochemickými črtami svedčiacimi o vzniku vo vulkanickom ostrovnom oblúku sú v pontsko-zakaukazskom pásme už v spodnej jure (S. Adamia et al. 1977). Vrchnojurské a spodnokriedové alkalicko-vápenaté plutonity obdobného charakteru sú známe vo vardarskej zóne (G. Deleon 1969, S. Karama a in M. Mahel et al. 1975). Miestami tu vystupujú aj rovnako staré ryolity (D. Fantinet et al. 1977). Podstatne viac alkalicko-vápenatých vulkanitov a plutonitov je vo východnej časti Balkánskeho polostrova (Timok, Sredna Gora). Aj ich možno interpretovať ako oneskorený produkt dobiehajúcej litosferickej subdukcie zo spodnej kriedy v čase už nastupujúcej kolíznej geodynamiky so zodpovedajúcimi petrologickými osobitosťami (vyššia bazicitá, trachytické diferenciáty). V Západných Karpatoch sú z vrchnokriedového obdobia doteraz známe len K/Ar veky biotitu gemeridného granitu (cenoman—turón) a z kryštalínika veporid, ak sa neberú do úvahy doteraz nedostatočne známe staršie alpínske veky erupzív z exotik pieňinského bradlového pásma a zriedka inde (gemeridy, Malé Karpaty). Z uvedeného sa črtá postupné omladzovanie paleoalpínskych vulkanických a plutonických procesov v severnej vetve alpid od JV na SZ a ich úplné vymiznutie na Z od Karpát.

Ak chceme rekonštruovať pôvodný priebeh dispergovaného pásma vysokotlakových paragenéz a paralelných vulkanoplutonických asociácií, treba odhaliť naložené rotácie a príkrovové presuny jednotlivých segmentov obmedzené ľavostrannými a pravostrannými posunmi v alpínskom pásme. Naložené, nerovnovážne metamorfné asociácie vysokotlakových paragenéz (W. P. de Roever — H. J. Nijhuis 1964, W. G. Ernst 1973a, J. Desmons 1977) a ich pozícia v mezoalpínskych príkrovoch (R. Trümpy 1975) sú následkom ich sekundárneho premiestnenia. Do sekundárnej pozície sa dostali počas mladších pohybov a za iných p-t podmienok, ako vládli pri vzniku vysokotlakových paragenéz (W. G. Ernst, l. c.). Preto sa

vysokotlaková metamorfóza nazvala „transportovanou metamorfózou“ (V. G. Dal Piaz et al. 1972) a predstavuje „fosílné fragmentované izogrady“ (P. Bearth 1974) a vznik vysokotlakových paragenéz (podložený rádiometrickými vekmi) nemožno spájať so vznikom príkrovov v Alpách ani inde. Ich príkrovové vyvrásnenie je výsledkom mladších krustálnych pohybov. Tieto mladšie procesy možno dobre vysvetliť krustálnymi subdukciami a ich vektory sa zachovali v paleomagnetickej orientácii hornín.

Paleomagnetický výskum doteraz zistil tieto rotácie segmentov kôry:

Proti smeru hodinových ručičiek sa otáčali: Pyrenejský polostrov o 30–35° (R. van der Voo 1967, P. G. van Dongen 1967), Korzika o 55° (V. Alvarez 1972), Severné Apeniny o 50° (J. E. Chancel — D. H. Tarling 1975, W. Lowrie — W. Alvarez 1974), Južné Alpy o 50° (J. D. A. Zijderveld et al. 1970), Severné Alpy o 60° (H. Soffel 1975), Východné Alpy o 50°<sup>1</sup> (K. A. de Jong 1966, H. Förster et al. 1975).

Čiastočne sú paleomagneticky doložené rotácie segmentov kôry v juhovýchodnej Európe v smere hodinových ručičiek: Sicília o 60° (A. Schult 1976), Mecsek o 90° (P. Márton — E. Szalay — Márton 1970), chočský príkrov o 45–65° (M. Krs 1966, P. Muška — J. Vozár 1978), Rodnei o 35° (I. Kalmár — D. O. Ionescu 1975), Argolis o 108° (R. Pucher et al. 1974).

Rozmiestnenie rotácií proti smeru hodinových ručičiek a po smere na opačných stranách pásma prebiehajúceho od Sicílie po rozhranie Alp a Karpát svedčí o pokriedovej virgácii a divergencii pôvodne súvislej zóny vysokotlakových paragenéz (v inom zmysle to predpokladali aj E. Hadzi et al. 1976). Zistenie, že na Z od tejto hranice alkalicko-vápenaté vulkanoplutonické asociácie miznú, má pre kinematiku kriedových a mladších pohybov mimoriadny význam. V doterajších platňovotektonických interpretáciách sa predpokladalo, že približne na tejto hranici sa mení polarita paleoalpínskej subdukcie v severnej vetve alpíd (H. Laubscher 1971a, E. Hadzi et al. 1976), čo však nevysvetľuje rozmiestnenie už analyzovaných asociácií hornín.

Dôležitým prvkom v dynamike tohto komplexného procesu bolo založenie paleoalpínskych zaoblúkových panví (marginal basins) pravdepodobne na väčšine aktívneho kontinentálneho okraja eurázijskej litosferickej platne za pôsмом subdukčnej zóny. Na aktívnom kontinentálnom okraji sa tým musel zvýrazniť vývoj smerujúci k ostrovnému oblúku. Vznik okrajových panví (D. Karig 1971) možno sledovať v charaktere sedimentov a vulkanitov od raných štádií subdukcie (od spodnej jury). Okrajové panvy boli založené už segmentovaním triasovej kontinentálnej kôry s počiatkami vulkanizmu riftového typu v spodnej jure. V strednej a vrchnej jure sa pravdepodobne pod vplyvom sekundárneho plášťového diapýru nad subdukovanými segmentmi oceanickej (tethydej) litosféry sialická vrstva za aktívnym kontinentálnym okrajom postupne stenčovala. Svedčia o tom vulkanosedimentárne série vrchnej jury a spodnej kriedy v okrajových panvách. Proces miestami pretrval do vyšších stupňov spodnej kriedy.

Otázku, či proces stenčovania sialickej kôry, ktorý možno sledovať v celom pásme alpíd, viedol vo vrchnej jure a v spodnej kriede aj v oblasti Karpát k vzniku sekundárnej (akrečnej) oceanickej kôry zaoblúkových panví tak, ako predpokladajú v paleogéne K. J. Hsü — S. O. Schlanger (1971), M. Boccaletti et al. (1974a, 1974b) a v paleoalpínskom období S. Adamia et al. (1977), alebo len k „ensimatickému“ štádiu pôvodne ensialitických panví (D. Ohnenstetter — M. Ohnenstetter 1976), nateraz pre nedostatok petrogenetických údajov nemožno zodpovedať.

<sup>1</sup> Nové merania (H. J. Mauritsch — W. Frisch 1977) zo Severných Vápen-cových Alp naznačujú, že vo východnej časti Východných Alp vykonávali niektoré jednotky pohyby spolu so Západnými Karpátmi, t. j. v smere hodinových ručičiek.



Paleogeografické rekonštrukcie oceanických a sekundárnych panví vychádzajúce len z ofiolitových sérií narážajú na geometrické ťažkosti. Tie vyplývajú z toho, že zatiaľ čo sa v Západných Alpách a v Severných Apeninách predpokladá jedna (hoci ju briančonský prah člení), penninsko-ligurská oceanická panva bez vulkanického ostrovného oblúka (G. Elter et al. 1966, M. Boccaletti et al. 1971, R. Trümpy 1976), v juhovýchodnej Európe sú dve pásma ofiolitov (vardarská zóna — severozápadná a severná Anatólia a ofiolity vnútorných dinaríd — subpelagónska zóna — lykijské príkrovy — Zagros). Geometrickými rekonštrukciami sa doteraz nepodarilo dokázať, že počas celej jury reprezentovalo južnejšie pásmo oceanickú panvu (A. G. Smith — N. H. Woodcock 1976, J. Debelmas, D. L. Jones — M. C. Blake a J. Auboin in D. Fantinet et al. 1977) a že vardarská zóna je reliktom sekundárnych oceanických panví (M. D. Dimitrijevič — M. N. Dimitrijevič 1976) s kvalitatívnymi znakmi odrážajúcimi túto paleotektonickú pozíciu. Navyše vulkanity a plutonity, ktorých generácia sa môže s týmito procesmi spájať, sa nachádzajú externejšie od obidvoch pásiem. Predpokladá sa tiež, že obe pásma pochádzajú z jedinej panvy (J. H. Brun et al. 1976, P. Vergely 1976 a i.). Len geometrický prístup tieto otázky zodpovedať nemôže, pretože mladšia tektogenéza pôvodné priestorové vzťahy jednotiek miestami úplne zotrela.

### Rekonštrukcia paleoalpínskej geodynamiky Západných Karpát

Skutočnosť, že Karpaty nadobudli povahu súvislého horstva v geologickom aj geografickom zmysle až vyvrásnením flyša, je známa dávnejšie (D. Andrusov 1938). Preto rekonštrukcie predterciérnej dispozície centrálno-karpatských jednotiek musia vychádzať z takého pohľadu, ktorý eliminuje zúženie priestoru priečne na priebeh flyšového pásma. Podobný prístup použili Z. Roth (1963) a E. Hanzlíková — Z. Rozh (1965) na rekonštrukciu paleogeografickej situácie v jednotlivých obdobiach od vrchného malmu po miocén vonkajších Západných Karpát. Štruktúrne korelácie medzi vonkajšími Západnými a Východnými Karpatmi vykonané v ostatných rokoch (D. Andrusov 1968, I. Băncila — I. Marinescu 1969, M. Maheľ et al. 1974, M. Săndulescu 1975) potvrdili približne rovnakú intenzitu tektonických deformácií flyša v celom oblúku. Preto spolu s rekonštrukciou zdrojov a dynamiky zaplňania sedimentačných panví (R. Marschalko in D. Andrusov — O. Samuel 1973, K. Borza et al. 1973, R. Marschalko 1975 a i.) umožňujú rozšíriť rekonštrukciu pôvodnej šírky pásma na celý oblúk vonkajších Karpát (obr. 10). Preto v prvom priblížení je dnešná šírka flyšových Karpát (medzi vonkajším obvodom pieninského bradlového pásma, resp. medzi dacidami a platformným predpolím) priamo úmerná šírke ich sedimentačného priestoru pred laramským vrásnením. Rovnaký prístup možno použiť aj na rozvinutie flyšových pásiem s ofiolitmi vnútri oblúka (podložie Alföldu, Mureš) postihnutých laramskými a mladšími deformáciami (V. Ianovici et al. 1976, K. Szepesházy 1976).

Už táto jednoduchá geometrická konštrukcia ukazuje dva predpoklady, ktoré sa musia splniť, ak chceme palinspasticky rekonštruovať predterciérne Karpaty.

Prvým predpokladom je, že jednotky centrálnych Karpát a podložia panónskej panvy nemohli vykonávať synchronne úlohu aktívneho zázemia („motora“) pri vrásnení vonkajších Karpát, lebo priestor limitovaný oblúkom vonkajších Karpát nepostačuje na súčasné dynamické pôsobenie segmentov vnútorných Karpát. Hoci predpoklad je len jedna z možností, sotva bolo aktívnym zázemím predpolie, kde nie sú príznaky kolmých posunov na priebeh orogénneho pásma ani doklady o ďalekosiahajúcej aktívnej subdukcii predpolia pod zvrásnené Karpaty. Pohyb predpolia ako príčiny vrásnenia flyšového oblúka je v rozpore s paleomagnetickými údajmi pre stabilnú Európu (A. Hicken et al. 1972) aj s pohybmi eurázijskej platne odvodené z otvárania severného Atlantického oceánu (W. C. Pitman —



M. Talwani 1972). Predpolie zohrávalo najskôr úlohu pasívnej, aj keď relatívne podsúvanej bariéry. Sedimentologické, faciálne a tektonické prvky vonkajších Karpát aj paleomagnetické údaje z predterciérnych jednotiek alpsko-karpatského pásma potvrdzujú progresívny pohyb orogénneho frontu smerom na pasívne predpolie.

Druhým predpokladom je, že sa jednotky centrálnych Karpát dostali do terajšej vzájomnej pozície postupne. Možno vyčleniť pôvodne viac-menej súvislé faciálne zóny s rovnakým paleotektonickým pozadím, ktoré sa dostali do terajšej zložitej pozície až počas mladších orogénnych fáz. Vzájomné pohyby zvyškov týchto zón sú dokumentované zistenými posunmi a rotáciami. Mladšie pohyby sa sústredili do niekoľkých zón diskontinuit vo vnútorných Karpatoch (P. Grecula — I. Varga 1978) a zapríčinili vzájomnými posunmi kôrových segmentov styk kontrastných litofaciálnych a biofaciálnych pásiem (H. Laubscher 1971a, 1971b, B. Géczy 1973, V. N. Utrobin — L. V. Lineckaja 1975, R. Trümpy 1976, V. Ianovici et al. 1976 a i.).

Dynamiku paleoalpínskych pohybov centrálno-karpatských jednotiek a nadväzujúcich pásiem znázorňujú palinspastické schémy pre 185 (sinemúr), 148 (kimeridž), 114 (spodný apt), 80 (santón) a 63 mil. rokov (mont) na obr. 11 až 15. Geochronologická škála je podľa G. D. Afanasjeva — S. I. Zyкова (1975) a v kriede podľa J. E. van Hinteho (1976). Relatívny pohyb africkej litosferickej platne voči stabilnej Eurázii je v súlade s chronológiou otvárania stredného Atlantického oceánu (W. C. Pitman — M. Talwani 1972, J. F. Dewey et al. 1973) so zohľadnením nových kinematických riešení magnetických anomálií v Atlantiku (X. Le Pichon et al. 1977). Rozmiestnenie a pohyby čiastkových jednotiek alpsko-mediterránneho pásma vyhovujú predchádzajúcej argumentácii, a najmä v priestore Karpát sa od doterajších palinspastických rekonštrukcií veľmi odlišujú. Schémy podrobnejšie znázorňujú karpatské jednotky, vzdialenejšie jednotky sú znázornené len na vystihnutie predpokladaných súvislostí. Pretože kvantitatívne údaje sú nedostatočné, vzájomná mierka jednotiek je len približná.

Obdobie vrchnej časti spodného liasu (sinemúr) znázorňuje obr. 11. Triasová karbonátová platforma Tethydy zaujímala južnú periferiu denudovaného a odkrytého centrálneho pásma hercyníd, od ktorého ju asi oddeľovalo pásmo plytkých morských panví. Charakteristickou litofáciou tohto obdobia bol grestenský vývoj, prekrývajúci väčšinu centrálneho pásma. Severne od neho (oddelené prahom ?) boli epikontinentálne vývoje spodnej jury stabilného kontinentálneho okraja Eurázie.

Podložie karbonátovej platformy tvorilo predhercynské a hercynské kryštalinikum na SZ a nemetamorfované až epimetamorfované paleozoikum na väčšine jej plochy. Južná časť platformy pravdepodobne siahala nad oceanickú (suboceanickú ?) kôru triasovej Tethydy. Vznik tejto oceanickej kôry ťažko vysvetlí geometricky, pretože rozširovanie oceanického dna v triase (H. Lapierre — G. Rocci 1976) výrazné rozdiely relatívnych paleomagnetických pólov odrážajúce významnejšie vzájomné vzdalovanie Eurázie a Afriky medzi permom a triasom (A. Hicken et al. 1972) nedokumentujú. Pre vznik kôry oceanizáciou (t. j. ako sekundárnej panvy ústiacej do „ensimatického“ štádia) chýbajú aj geodynamické predpoklady. Prístupné údaje poukazujú len na minimálne pohyby zapríčinené asi existenciou riftu smeru JZ—SV (S—J podľa paleošírok triasu) s kolmým rozširovaním. Z toho by vyplývala existencia transformného zlomu pozdĺž osi triasovej Tethydy (R. S. Dietz — J. C. Holden 1970) a vysvetľovalo by to aj vznik shoshonitových vulkanitov vrchného triasu ako produktov vulkanického oblúka, čo iné údaje doteraz nepotvrdzujú. K týmto procesom by bolo možno vzťahovať aj vznik flyšových lunzských vrstiev.

Grestenskú faciú spodnej jury v osovej časti miestami sprevádzala vulkanická činnosť produkujúca alkalicko-sodné bazické vulkanity (bostonit). Segmentácia triasovej karbonátovej platformy a jej všeobecný pokles v spodnej jure zapríčinili rozsiahlu pelagickú sedimentáciu slienitých súvrství a rohovecových vápencov až

rohovcov. V niektorých oblastiach (Bakony, stubberské vrstvy v Tennenberge vo Východných Alpách) o niečo mladšie (toark) oxidické koncentrácie mangánu vyplňajú krasový povrch a odrážajú už nastupujúce elevačné pohyby pred spodnodoggerskou transgresiou. Pozornosť si zasluhujú všeobecne prítomné metamorfogénne a kyslé magmatogénne ťažké minerály v pelagických aj plytkovodných sedimentoch. V spodnej jure sa prvé pohyby otvárajúceho sa stredného Atlantiku začali pohybom africkej platne na JJV voči Eurázii (R. L. Larson — W. C. Pitman 1972, W. C. Pitman — M. Talwani 1972, J. F. Dewey et al. 1973), s počiatčnou rýchlosťou 2,5 cm/rok. Tento pohyb oddelil aj časť pôvodného okraja Eurázie, čím sa „otvorila“ zóna novotvorenej oceanickej kôry medzi obidvoma platňami už od kimeridžu (148 mil. rokov, obr. 12). Novotvorená jurská oceanická kôra je prítomná v ligurskom, penninskom, murešskom a alföldskom ofiolitovom komplexe a v nadväzujúcich vetvách v juhovýchodnej Európe. Jej reliktu v Západných Karpatoch reprezentujú príznaky prítomnosti oceanických magmatických hornín v zdrojovej oblasti albského pribradového flyša v podobe ťažkých minerálov (I. Križáň 1977), pochádzajúcich už zo zrejme sekundárnej pozície v zdrojovej oblasti. Treba predpokladať prídavnú, aj keď minimálnu rotáciu (20°) juhovýchodnej časti oddeleného segmentu karbonátovej platformy v smere hodinových ručičiek, aby sa objasnila geometria následných, ekriedových orogénnych procesov v južnej časti Balkánskeho polostrova (P. Vergely 1976, V. Jacobshagen et al. 1976).

Maximálne rozširovanie novotvorenej oceanickej litosféry prebehlo v ligursko-korzičkej oblasti, kde bolo aktívne rozširovanie súhlasné so vzdalovaním sa oboch veľkých litosferických plátň. Pôsobenie síl v juhovýchodnej Európe muselo byť naproti tomu kosé. Rozdiely dokumentujú aj petrogenetické odlišnosti medzi ultrabázikami a sprievodnými kumulátmi oboch oblastí (D. Ohnenstetter — M. Ohnenstetter 1976).

Rozdiel v mechanizme síl sa v spodnej jure prejavil vznikom ľavých posunov (coulissage) v západnej a strednej časti Mediterránu, nadväzujúcich na transformný zlom Great Banks v Atlantiku (P. Elter — P. Pertusati 1973, J. Debelmas 1975, R. Trümpy 1976). Ľavé posuny v paleoalpínskych pohyboch sa od tohto obdobia stali najdôležitejšími dynamickými prvkami západnej časti alpíd vrátane karpatskej oblasti. Naproti tomu pravostranné posuny v juhovýchodnej Európe boli signalizované už v počiatkoch paleomagnetických a palinspastických štúdií (J. de Boer 1965, K. A. de Jong 1966, P. Laubscher 1971a), ale pokusy vysvetliť ich boli neúspešné. Pravostranné posuny sa stali významné zrejme až v kriedových etapách vývoja, a to ako výsledok nastupujúcej rotácie Afriky proti smeru hodinových ručičiek. Tieto pohyby boli kompenzované hlavne v rozsiahlych oblastiach novotvorenej oceanickej kôry na Z a JV od dnešného karpatského oblúka.

Uvedené priestorové vzťahy by svedčili o rýchlosti vzniku oceanickej kôry medzi 1,8 cm/rok v oblasti liguríd a 1,5 cm/rok v juhovýchodnej Európe. Táto rýchlosť medzi sinemúrom a kimeridžom (porov. obr. 11 a 12) postačovala na podstatné vzdialenie sa (400—600 km) neskôr kolidujúcich segmentov Tethydy. Novovzniknutá oceanická litosféra musela byť relatívne tenšia, s tenkou kôrou, pretože vzrast mociosti nasleduje až za izochrónou 30 mil. rokov aj v recentných oceánoch (A. Tréhu et al. 1976).

Pod vplyvom pohybujúcej sa litosferickej platne Afriky sa pravdepodobne už na počiatku vrchnej jury a počas prelomu jura — krieda na aktívnom kontinentálnom okraji Eurázie vytvorila akrečná prizma v pásme, kde nastávala konzumácia novovytvorenej oceanickej litosféry. Subdukčný mechanizmus pravdepodobne ešte v predalbskom období potvrdzujú vysokotlakové paragenézy a paralelné alkalicko-vápenaté vulkanity a plutonity s postupným omladzovaním od JV na SZ, od malokaukazskej ofiolitovej sutúry až po oblasť dnešného karpatského oblúka. Ďalej na SZS (penninikum, ligúrsky komplex, nevado-filabridy betickej kordiléry)

už nevznikli vulkanoplutonické asociácie, len pásmo vysokotlakových paragenéz. Vysvetlením je podstatne menšie množstvo subdukovanej oceanickej litosféry, vyplývajúce z odlišnej geodynamiky za pásmom ľavostranných posunov. Taký výklad vysvetľuje aj postupné omladzovanie magmatitov vrchnojursko-spodnokriedového cyklu od JV na SZ na vtedajšom aktívnom okraji eurázijskej litosferickej platne.

Podľa predchádzajúcich výkladov nastala kolízna geodynamická situácia v severnej vetve už koncom neokómu (kolízia kontinentálnych blokov unášaných oceanickou litosférou Tethyhy s litosférou ostrovného oblúka). Palinspastická schéma spodného aptu (obr. 13) zachytáva dve charakteristické fácie tohto obdobia: urgónske organogénne vápence a flyšové až divokoflyšové pozdĺžne trógy v zázemí deštruovaného ostrovného oblúka v prímýkajúcej časti okrajových panví. V baréme už bola oceanická litosféra pred pásmom ostrovného oblúka v juhovýchodnej Európe úplne likvidovaná, až po individualizujúce sa jednotky dnešného karpatského oblúka. V kolíznej geodynamickej situácii tu rýchlo postúpili paleoalpínske príkrovy v smere kolmo na pásmo kolízie. Postupujúce čelo osamostatnenej karbonátovej platformy už miestami pravdepodobne dosiahlo severovýchodný okraj kontinentálneho bloku, oddeleného od Eurázie v jure, a siahalo nad okraj pieninskej časti ostrovného oblúka. V juhovýchodnej Európe vymizli ofiolitové vulkanické asociácie pozdĺž pásma kolízie, ale ofiolity zo sekundárnych („obdukovaných“) pozícií začali ovplyvňovať flyšovú sedimentáciu na vnútornom okraji ostrovného oblúka a v sekundárnych panvách dodávaním veľkého množstva hrubodetritických úlomkov až olistolistov (Peršani, Bukovinský príkrov, jednotka Feneš v Munții Metalliferi) a od konca aptu aj sedimentáciu na reliktach karbonátovej platformy.

Jedinou doteraz nedostatočne známou výnimkou by mohla byť oblasť alföldského flyša (K. Szepesházy 1976), avšak petrogenetická povaha ani presná stratigrafická pozícia azda spodnokriedových bazických až intermediárnych vulkanitov tu doteraz nie je známa. Ostatné vulkanity v baréme (trachydolerity v Mecseku a vo Villányi, vyvreniny tésinitovej asociácie Západných Beskýd, bazické vulkanity neokómu vnútorných Západných Karpát) vznikli na geotektonickom pozadí s tenznou geodynamikou a na kontinentálnej kôre.

Obdobie spodného aptu znamená koniec vzniku vysokotlakových paragenéz v juhovýchodnej vetve alpíd (subpelagónske či maliacke pásmo — G. Boillot in D. Fantinet et al. 1977), ako aj posledné rozsiahlejšie príkrovové presuny s juhozápadnou vergenciou v severnej vetve. Vo vrchnej kriede nastúpilo reverzne (na SV az V) orientované príkrovové presúvanie kolízneho geodynamického štádia v severnej vetve a presuny s opačnou vergenciou postupne zasiahli externé jednotky južnej vetvy (dinaríd a heleníd).

Oceanická litosféra zotrŕvávala, ale prestala sa vytvárať v západnej časti Stredomoria, kde sa odlišná geodynamická situácia odrazila vznikom mocných vývojov „schistes lustrés“ s lyditmi (M. Durand-Delga 1975). Len v Predalpách (getský flyš) pokračoval bazický podmorský vulkanizmus produkujúci vankúšové lávy (J. Bertrand — M. Delaloye 1976).

Osobitosť paleotektonickej pozície Karpát vyplýva z umiestnenia v prechodnej časti oboch oblastí s odlišnou geodynamikou. Počas paleoalpínskeho vývoja sa tu stretali vplyvy ľavostranných posunov západného Stredomoria s vplyvmi pravostranných posunov juhovýchodnej Európy podmienených rotáciou africkej litosferickej platne a jej severovýchodného výbežku (Arábia). Obe dva vplyvy postupne vysunuli kontinentálne segmenty existujúce vnútri Tethydy za aktívny okraj Eurázie v priestore terajšieho karpatského oblúka, čo sa ukončilo prenikom presúvaných kôrových segmentov dvojakej proveniencie do okrajovej, sekundárnej panvy. Tieto procesy sa zavŕšili v neoalpínskom období (Z. Roth — M. Krs, v tlači). Preto je predkolízna paleotektonická situácia najintenzívnejšie deštruovaná vo vnútorných pásmach karpatského oblúka. Počiatok úplne odlišnej geodynamickej situácie sa prejavil v materiálovom obsahu sedimentov tejto oblasti už v spodnom albe.

Geodynamickú situáciu v santóne (80 mil. rokov) určovalo aj v karpatskom úseku alpid (obr. 14) postupné otváranie severného Atlantiku (W. C. Pitman — M. Talwani 1972). Iberijská platňa sa začala pohybovať spolu s apeninskou na východ pozdĺž severopyrenejského transformného zlomu (M. Mattauer — J. Henry 1974, R. Trümpy 1976). Podstatnú časť pohybov absorbovala ligurská oblasť, ale ďalšie pohyby postihli aj hraničné oblasti Západných a Východných Álp (R. Trümpy l. c.) a presiahli do externejších pásiem Západných Karpát. Tu sa ich vplyvy stretli s pohybmi pozdĺž pravostranných posunov v osi Balkánskeho polostrova (V. N. Utrobin — L. N. Lineckaja 1973). Paralelné pohyby prebehli na ďalších líniách rovnakej orientácie (Split — Karlovac), ako predpokladajú J. Chorowitz — J. Geyssant (1976).

V priebehu vrchnej kriedy postupujúce čelo vnútorných pásiem paleokarpatského oblúka pohltilo veľkú časť reliktov ostrovného oblúka. Súčasne sa západokarpatský segment začal vzhľadom na zaostávajúce austroalpinikum vysúvať na SV. Lavostranné pohyby pozdĺž západnej hrany vnútorných Karpát zapríčinili odlišný vývoj a geodynamické postavenie bradlového pásma v západokarpatskom a východokarpatskom úseku, čo malo za následok odlišnú náplň a tektonické prejavy (S. S. Kruglov in M. Maheľ et al. 1974).

Obdobie santónu najvýraznejšie charakterizujú dva vývoje, ostro odlišné paleotektonickou pozíciou. Raná karbonatická molasa gosauského vývoja predznamenáva už jednotnú pokolíznú geodynamickú pozíciu pôvodom heterogénnych častí vnútorných pásiem alpsko-karpatského orogénu (provincia panví a hrastí — C. H. Scholz et al. 1971), kde nadobudli prevahu dilatácie zlomové pohyby na konsolidovanom sialickom substráte. Vznikali brakicko-morské, miestami uhľonosné alebo organogénne vápnité sedimenty a konglomeráty, v ktorých je veľké množstvo detritu (chromit) pochádzajúceho z deštruovaných ofiolitov. Chromitový detrit postupoval pravdepodobne z vonkajšieho obvodu vnútrokarpatského bloku a len v malej miere z ofiolitov odkrytých medzi sialickými časťami v jeho vnútri (južný okraj gemeríd a i.). Na vysvetlenie proveniencie tohto chromitového detritu v gosauských sedimentoch sa navrhli aj nepravdepodobné modely, inšpirované niektorými palinspastickými schémami alpsko-karpatského pásma (V. Dietrich — U. Franz 1976); predpokladalo sa, že pochádzajú len z obdukovanej vetvy dinárskych ofiolitov odkrytej vo vrchnej kriede pozdĺž nedefinovaného transformného zlomu na južnej hranici panónskej panvy (D. Roeder 1976).

V senóne bola intenzívna vulkanická činnosť juhovýchodne od karpatského oblúka (Južné Karpaty, Timok, Sredna Gora). Svojimi petrochemickými črtami reprezentovala posledné prejavy zaniknutého ostrovného oblúka. Len jej štruktúrna pozícia (pozdĺžna priekopa) je indikátorom zmenených geodynamických podmienok.

Vnútorne Karpaty boli už vo vrchnej kriede geodynamicky jednotným, ale v nijakom prípade monolitickým a ďalej už nevrásneným blokom sialickej kôry. Postup vtisňovaných kôrových segmentov do priestoru, ktorý predtým zaujímal ostrovný oblúk a okrajová panva, vytvoril predpoklady pre ďalšie stmelenie heterogénnych segmentov presúvaných od vrchnej kriedy podľa spoločného kinematického plánu. Ich vtisňovanie podmienilo intenzívne a rýchle premeny štruktúr ešte nepostihnutých častí ostrovného oblúka a zaoblúkovej panvy v priestore Karpát. Podstatná časť tektonickej aktivity sa odohrávala v hlbokých morských panvách s rýchlym vytváraním a zanikaním kordilér (miestami prechodne vynorených) a pozdĺžnych priekop. Prevládajúce morské prostredie dokumentuje pelagická morská sedimentácia vrchnej kriedy bradlového pásma a pribradlového flyša, ako aj striedanie flyšových litofácií. Ako dosvedčujú biohermné vápence v upohlavských zlepencoch pochádzajúce asi z útesového lemu ostrovov (R. Marschalko in D. Andrusov — O. Samuel 1973, K. Borza et al. 1973), zdrojové oblasti flyša čiastočne iste presahovali úroveň mora. Flyšové až divokoflyšové litofácie spodného senónu na Považí a podobné mladšie litofácie v bradlovom pásme východného Slovenska

(R. Marschalko 1975, 1976 R. Marschalko et al. 1976) naznačujú postup kolíznej hranice a sú druhou výraznou litofáciou spodného senónu. Slienitá a jemno-piesčitá až ilovitá morská sedimentácia presahovala miestami do vnútra karpatského oblúka nad presúvané sialické segmenty a aj tu vo vrchnej kriede vznikli jemno-pelitické segmenty (kričevská zóna, alföldské flyšové pásmo).

Posledným obdobím znázorneným na palinspastickej schéme je mont (63 mil. rokov). V karpatskom oblúku sa zotrela polarita paleoalpínskej subdukčnej zóny a zanikol ostrovový oblúk kriedového obdobia. Vytvorila sa rozsiahla laramská zaoblúková ensialitická panva, z veľkej časti vynorená nad úroveň oceánu, s vulkanickou a pluto-nickou činnosťou v juhovýchodnej Európe. Posledné prejavy laramskej eruptívnej činnosti sú v juhovýchodnej časti karpatského oblúka (Apusenské vrchy) a ich severozápadnú hranicu tvorí flyšový komplex v podloží Alföldu. Ďalej na SZ je známa už len sporadická a mladšia (spodnoeocénna a vrchnooligocénna) vulkanická činnosť, kým západnejšie od Karpát už nijaká vulkanická činnosť v období naj-spodnejšieho paleogénu nebola. Distribúcia laramskej vulkanoplutonической aktivity, hoci podmienená prechodne stabilizovanou geodynamickou situáciou po kontinen-tálnej kolízii, odráža ešte polaritu vrchnokriedových geodynamických procesov a má korene v paleoalpínskom geodynamickom vývoji okraja Eurázie.

Geodynamickú situáciu znázornenú na obr. 15 vyvolala zastavená rotácia Afriky, ako aj celkove spomalený pohyb litosferických blokov na prelome krieda — paleogén (J. F. Dewey et al. 1973, G. V. Dal Piaz 1976 a i.). Ďalšia konvergencia nastala až od stredného eocénu. Jedinou markantnejšou litofáciou tohto obdobia boli fly-šové a subflyšové sedimenty pozdĺž kolíznej hrany. Inak bola intenzita flyšovej sedi-mentácie v porovnaní s predchádzajúcim obdobím pomerne slabá (napr. K. Borza et al. 1973) a často prevládali pestré slienité alebo len slabo piesčité súvrstvia (pú-chovské slieňe). Podobné jemné sedimenty sú aj v ostatných flyšových sekvenciách.

### Niektoré dôsledky predloženej interpretácie

Hlavné paleogeografické a paleotektonické črty Západných Karpát, ako sú analy-zované v predchádzajúcich kapitolách, sú väčšinou známe dávnejšie. Pravda, paleo-alpínsky vývoj sa v doterajších rekonštrukciách pokladal za geodynamicky integrálnu súčasť kontinuitnej alpínskej orogénnej aktivity, a preto mnohé osobitosti paleo-alpínskeho obdobia ostali zastreté. Doterajšie prístupy (t. j. klasické orogénne teórie) mali veľkú nevýhodu v tom, že zanedbávaním aktualistických hľadísk kladli pred paleotektonické rekonštrukcie neprekonateľné limity. Revolučný zásah do priestorovo spútaných orogénnych schém predstavuje až aktualistický prístup a nachádzanie prijateľného vysvetlenia paleotektonických situácií v recentne prístupných geotekto-nických fenoménoch. Tým sa otvorili nové cesty na objasnenie mnohých momentov vývoja zložitého kolízneho orogénneho pásma, ktorého časťou sú Západné Karpaty.

Mnohé z námetov uplatnených v predchádzajúcej časti sa už vyslovili v iných súvislostiach alebo v inej forme. Tak napríklad doklady o príkrovovej povahe kryštalinika Západných Karpát uviedol vo svojej práci A. Klinec (1966) a D. Andrusov (1968, 1975), pravdepodobnosť korelácie penninských jednotiek so západokarpatskými B. Leško et al. (1977), na význam a problémy ukončenia pásma laramských vulkanoplutonitov v priestore Karpát upozornil L. Rozložník (1976).

Naša interpretácia odvodzuje štruktúrne jednotky paleoalpínskeho obdobia začle-nené do Západných Karpát z dvoch odlišných mezozoických paleogeografických oblastí. Vynára sa však otázka začlenenia reliktovej jursko-spodnokriedového ostrov-ného oblúka do stavby hlbších štruktúr, ich distribúcia v rámci Západných Karpát po terciérnych orogénnych fázach a vzťahy k „austroalpínskym“, t. j. presunutým kryštalinicko-mezozoickým jednotkám. Mnohé otázky ostávajú otvorené a niektoré dôsledky zakorenenej interpretácii zdanlivo protirečia.

Jednou z prvoradých otázok je vzťah gemerského (lepšie: veporsko-gemerského) paleozoika k doteraz „gemerskému“ mezozoiku. Po pionierskych prácach (už citovaných), ktoré dokázali prikrivovú pozíciu (hoci interpretácia šariažnej plochy a vektora presunutia je zatiaľ sporná) v južnej časti gemerid, predchádzajúca interpretácia vyžaduje rovnakú pozíciu mezozoika aj v severných gemeridách (týka sa to nemetamorfovaného mezozoika). Otázka domovskej oblasti sa tu nebude rozoberať. Dôsledky nútia interpretovať severogemeridné mezozoikum (bez tzv. série Foederata a i.) ako superficiálny, odlepený príkrov so šariažnou plochou na báze stredného triasu. Táto interpretácia sa opiera o výskyty serpentinitu v okolí Dobšinej a Jakloviec.

Ďalší závažný problém sa týka veporid (včítane Braniska a Čiernej hory). Vo svetle načrtnutého vývoja nadobúdajú spoločne gemeridnú, a tým pieninskú (t. j. čiastočne aj penninskú) provenienciu. Okrem rovnakého staršieho paleozoika a jednotného mladopaleozoicko-mezozoického obalu (Foederata. Veľký bok a i.) podopiera takýto výklad aj spoločný postih paleoalpínskymi metamorfnými a plutonickými procesmi neznámymi v tatridnej časti kryštalinika. Otázne ostáva postavenie porovnateľných sérií Malých Karpát. V prospech pričlenenia celej veporsko-gemerskej jednotky do série štruktúr pieninského pôvodu hovorí jej najbližší a už viackrát zdôraznený vzťah k východokarpatskému kryštaliniku (Marmaroš — Rodnei; D. Andrusov 1968, V. G. Sviridenko 1976, M. Mahel 1977, P. Grečula et al. 1977).

Možno uviesť aj geofyzikálne argumenty. Na mape karpatskej oblasti sa črtá rozsiahly pás pozitívnych regionálnych magnetických anomálií (Z. A. Krutichovskaja et al. 1971) ťahúcich sa z oblasti Rechnitzského pohoria cez južnú časť Podunajskej nížiny do veporsko-gemerskej oblasti, vyznačujúce spoločnú štruktúrnu pozíciu týchto rajónov, ktoré po prerušení pokračujú vo Východných Karpatoch. Rovnako rozdiel veporsko-gemerskej oblasti proti tatridnej dokumentujú reziduálne gravimetrické anomálie počítané z máp regionálnych anomálií gravitačného poľa Západných Karpát (O. Fusán et al. 1971) pre  $S_{20} - S_{12}$ . Mapu (obr. 16) istotne ovplyvňuje hustotný vplyv plytších úrovní, vymedzuje však zreteľné hustotné a štruktúrne rozhranie približne pozdĺž čertovickej línie, ktorú však s týmto rozhraním nemožno úplne stotožniť. Na oboch stranách rozhrania sú anomálie usmernené odlišne a na rozdiel od ostatných častí Karpát sú pozoruhodné východokarpatské orientácie štruktúr v celej veporsko-gemerskej oblasti.

Predchádzajúcu interpretáciu podporujú aj niektoré metalogenetické argumenty. Prítomnosť alpínskej Bi—Mo(W—Au)-formácie v rozsiahlej oblasti juhovýchodnej Európy podnecuje hľadať súvislosti medzi podobnými indíciami Východných Karpát a Spišsko-gemerského rudohoria, tu však miestami s prevahou Sn, a niekde v mladších, neogénnych formáciách. Napriek istým rozdielom oproti gemeridným k tejto formácii zrejme patria aj exotické granity bradlového pásma.

Stratiformné W—Sb(As—Sn—Mo)-zrudnenie kryštalinika veporid a podobné indície v Čiernej hore a Branisku (I. Križani, ústne oznámenie) oprávňujú hľadať súvislosti medzi týmto typom a porovnateľnými výskytmi v Malých Karpatoch, Rechnitzskom pohorí a v penniniku Álp. Pri ďalšom úsilí nachádzať tieto nové typy zrudnenia v Západných Karpatoch bude zrejme účelné uvážiť aj možnosti, ktoré poskytuje načrtnutý obraz.

B. A. Bolt — W. L. Horn — G. A. Macdonald — R. F. Scott: **Geological Hazards**. 1. vyd. New York — Heidelberg — Berlin, Springer — Verlag 1975. 328 s., 116 obr. a tab.

V ostatnom čase s prudkým rastom populácie a veľkých sídelných aglomerácií sa viac ako doteraz vynárajú problémy ochrany životného prostredia. Z tejto oblasti je už rozsiahla odborná literatúra. Celkom nezvyčajnou publikáciou tohto druhu je kniha autorského kolektívu, z ktorého B. A. Bolt je profesorom seizmológie na Štátnej kalifornskej univerzite v Berkeley, W. L. Horn vládnym poradcom pre predpovedanie povodní v kalifornskom oddelení pre vodné zdroje v Sacramente, G. A. Macdonald profesorom geológie na havajskej univerzite v Manoe a R. F. Scott profesorom inžinierskej geológie na kalifornskom technologickom inštitúte v Pasadena.

Z histórie je známe, že najväčšími prírodnými nebezpečenstvami pre človeka od čias najstaršej ľudskej civilizácie sú explózie vulkánov, zemetrasenia, povodne, veľké zosuvy pôdy a snehové lavíny. Práve týmito deštruktívnymi geologickými procesmi sa recenzovaná kniha zaoberá. Autori, každý vo svojej profesii, zoznamujú verejnosť s priebehom najväčších známych prírodných katastrof z rozličných oblastí sveta, s príčinami ich vzniku, hmotnými škodami, ktoré spôsobili, a ľudskými obeťami. Opisy katastrof sú jednoduché, autori polemizujú s náhľadmi iných autorov, ale na problémy sa pozerajú z vlastného hľadiska, praxe a pozorovaní. Kapitoly dopĺňa pre-

hľad najväčších a najznámejších prírodných katastrof a ich následkov.

Najpodrobnejšie a najrozsiahlejšie sú časti o zemetraseniach (B. A. Bolt) a sopkách (G. A. Macdonald), ďalej kapitoly o zosuvoch pôdy (R. F. Scott) a povodniach (W. L. Horn). Súčasťou každej kapitoly (je ich 8) sú príklady, spravidla overené v praxi, akými spôsobmi a prostriedkami možno následky prírodných geologických katastrof znížiť na minimum. Opis niektorých katastrof ilustrujú výpovede očitých svedkov, ktorí ich prežili alebo priamo pozorovali. Tak napríklad v kapitole o sopkách sa čitateľ dozvedá o obsahu listu Plínia ml. jeho priateľovi rímskemu historikovi Tacitovi o priebehu explózie sopky Vezuv 24. augusta 79 n. l. a o smrti jeho strýka Plínia st., ktorý pri explózii zahynul. Jednotlivé kapitoly knihy sú doplnené kvalitnými fotografiami, mapkami a prehľadom použitej literatúry. Nevýhodou publikácie je, že sa údaje uvádzajú v rozličných jednotkách, čo zrejme vyplynulo z nejednotného používania jednotiek v krajinách, z ktorých informácie pochádzajú. V závere sú podľa kapitol prehľady najväčších prírodných katastrof v rozličných oblastiach zemegule od najstarších čias ľudskej civilizácie.

Recenzované dielo je určené čitateľom, ktorí sa zaujímajú o štúdium geologických katastrof, ich príčin a následkov. Veľmi dobre poslúži aj geológom, geografom a vôbec okruhu pracovníkov zaoberajúcich sa urbanizáciou, projekciou a ochranou životného prostredia. Kniha vyšla v roku 1976 v druhom vydaní.

*Pavel Malík*

## Neotektonická stavba Žitného ostrova a príslušného územia Podunajskej nížiny

(4 obr. v texte)

P. POSPÍŠIL — D. VASS — L. MERIORIS — T. REPKA\*

### Неотектоническое строение Житного острова и прилегающей территории Подунайской низменности

Неотектоническое строение Житного острова (Ю—З Словакия) представляют две системы нарушений, основная С—В (карпатского) направления и СЗ направления, которые разделяют территорию на ряд разрывных структур с разной мощностью песчано-галечных осадков в отдельных блоках.



### Neotectonics of the Žitný ostrov and adjacent area (Danubian lowland, SW Slovakia)

Neotectonic structure of the Žitný ostrov area (SW Slovakia) is formed by two fault systems. From these fault systems the main one has a SW—NE ("Carpathian") orientation, whereas the complementary one manifests SE—NW orientation. The whole area is divided into several faulted structures by these fault systems, as reflected in different thickness of youngest sandy gravel sediments on different fault blocks.

Žitný ostrov a príslušné územie sú v ostatných rokoch predmetom mimoriadneho záujmu. Výskum podzemnej vody, jej využitie a ochrana, ako aj projektovaná výstavba vodných diel nastolili rozličné otázky geologickej stavby Žitného ostrova. Pri riešení hydrogeologických problémov pocítujeme naliehavú potrebu riešiť tektonickú stavbu Žitného ostrova a jej vplyv na súvrstvia, ktoré sú z hľadiska formovania a pohybu podzemnej vody najdôležitejšie.

\* RNDr. Ing. Pavol Pospíšil, doc. RNDr. Ladislav Melioris, CSc., Katedra hydrogeológie PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava.

RNDr. Dionýz Vass, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

RNDr. Tomáš Repka, CSc., IGHP, n. p., Geologická ul. 18, 834 37 Bratislava.



O území Žitného ostrova je veľa dokumentačného materiálu použiteľného pri riešení jeho tektonickej stavby. Mimoriadny význam majú poznatky z prieskumu na komplexné riešenie hydrogeologických pomerov a otázok ochrany jeho podzemných vôd.

Táto práca je syntézou doterajších poznatkov a náhľadov a má poslúžiť najmä aplikovaným odvetviám geológie, hydrogeológii, osobitne modelovému výskumu a inžinierskej geológii. Dúfame, že pomôže aj pri riešení problémov životného prostredia, príp. aj niektorým odvetviám národného hospodárstva. Podkladový materiál je spracovaný v mierke 1 : 50 000, čomu zodpovedá aj presnosť výsledkov.

## Prehľad doterajších prác

Práce zaoberajúce sa neotektonikou juhozápadnej časti Podunajskej nížiny možno rozdeliť do dvoch skupín. Prvé sa dotýkajú problematiky okrajovo, napr. práce o tektonickej stavbe predkvartérnych sedimentov Podunajskej nížiny (Z. Adam — M. Dlabáč 1961, B. Gaža in D. Vass et al. 1974, J. Seněš 1962, T. Buday 1962). J. Seněš (1962, s. 82—83) napr. tvrdí, že zlomy porušujúce mladšie sedimenty sú prevažne severovýchodného smeru. T. Buday (1962) predpokladá v pliocéne len minimálne pohyby na zlomoch, pripúšťa existenciu priečných zlomov, a to v prípade čilistovskej prepadliny, ktorú opísal V. Myslíl (1959). Patria sem a j inžinierskogeologické práce (A. Porubský et al. 1971, L. Jakubec, C. Mach, A. Porubský 1960), obsahujúce poznámky o tektonike územia, ktoré však často nemajú grafické zobrazenie zlomov alebo aspoň zdôvodnenie ich existencie. Napr. v mapových prílohách práce A. Porubského et al. (1971) sú zobrazené niektoré zlomy severozápadného i severovýchodného smeru. Z kontextu správy vychodí, že ide o staré zlomy, ktoré podľa nezdôvodneného náhľadu autorov boli aktívne v kvartéri.

V druhej skupine sú práce s podobným opisom tektoniky menších regionálnych celkov: v zóne pozdĺž Dunaja (V. Čepecký 1938), v západnej časti Žitného ostrova a priľahlom území (V. Myslíl 1958), v širokom okolí Gabčíkova (J. Janáček 1966, 1967a, b, 1971) a v priľahlom území Maďarska (A. Ronai 1960). Všetci autori popri zlomoch severovýchodného systému, ktorý je prakticky jediným zlomovým systémom predkvartérneho štruktúrneho plánu, pripúšťajú v neotektonickom štruktúrnom pláne existenciu zlomov severozápadného systému.

Útržkovité správy o zlomovej neotektonike sú v mnohých nepublikovaných správach a posudkoch, ale presnejšie údaje (smer, výška skoku) v nich zväčša chýbajú. Pre veľký počet takýchto správ a posudkov nemožno v práci jednotlivých autorov citovať.

## Metodika práce

Pre neujasnenosť stratigrafického členenia mladých sedimentov Podunajskej nížiny a ťažkosti pri definovaní hranice kvartér — pliocén niet stratigrafického obzoru použiteľného v úlohe východiskového obzoru pri zhodnocovaní neotektonických pohybov. Preto sme sa pri analýze neotektonických pohybov opreli hlavne o litologický vývoj mladých sedimentov. Vyšli sme z predpokladu,

že na laterálne zmeny mocnosti sledovaného litologického celku môžu mať vplyv zlomy. Pri analýze sme použili tieto metodické postupy:

1. Štúdium zmien mocnosti štrkopieskového komplexu na základe okolo 1000 vrtov (staršie vrty hlbené na rozličné účely na celom území, ako aj nové vrty hlavne pri riešení úlohy Ochrana a využitie podzemných vôd Žitného ostrova). Jeho stratigrafický rozsah nepoznáme a nemáme podklady na laterálnu stratigrafickú koreláciu. V študovanom území hranica kvartér — neogén (ktorá by bola pre naše úvahy ideálna) nie je doriešená. Preto sme boli nútení opierať sa o litologickú koreláciu, ale tá nie je jednoduchá. V strednej a východnej časti územia, často pod prvými polohami ílu, sú ešte mocné polohy štrku. Na isté zjednodušenie bázu komplexu štrkopiesku dávame nad výskyt prvej významnejšej polohy ílu. To však neznačí, že v jej podloží sa už štrkopiesok, príp. piesok nevyskytuje. Je to dôležité aj z hydrogeologického hľadiska, pretože pri spodnejšom komplexe môžeme vzhľadom na striedanie sa ílu a piesku, príp. štrku predpokladať zníženie najmä vertikálnej priepustnosti o niekoľko rádo v a potom aj niekoľkonásobné zvýšenie vrstvovej anizotropie.

2. Doplnujúcim vodidlom pri analýze mocnosti boli výsledky geofyzikálnych meraní hlavne metódou VES (V. K á t l o v s k ý 1966, J. M a j o v s k ý — H. T a k á č o v á 1969, A. V a l u š i a k o v á 1974). Na ich základe sa v skúmanom území vyčlenili nad sebou ležiace komplexy s rozličnými odpormi, z ktorých tri vrchné — povrchová vrstva (A), štrková formácia (B) a piesok s prímiesou štrku a ílu — možno zhruba stotožniť s naším komplexom štrkopiesku. V strednej časti Žitného ostrova sa výsledky geofyziky dajú ťažko korelovať s vrtmi. V takýchto prípadoch sme brali do úvahy všeobecnú tendenciu, narastanie alebo ubúdanie mocnosti.

3. Línie oddeľujúce bloky s nerovnakou mocnosťou štrkopieskového komplexu sme porovnávali s údajmi o tektonike, resp. o zlomoch v dostupnej literatúre a v nepublikovaných správach. Urobili sme najmä tieto porovnania:

a) s líniami, ktoré na základe šírenia sa zemetrasných vln, merania zmien absolútnej nadmorskej výšky a zmien toku Dunaja vymedzil L. Č e p e k (1938);

b) s líniami, ktoré na základe postupu záplav za povodne 1955 vyčlenil J. J a n á č e k (1971);

c) so zlomami, ktoré uvádza V. M y s l i l (1958) a ďalší autori (J. J a n á č e k 1966, A. P o r u b s k ý et al. 1971 a i.);

d) s priebehom starých zlomov, najmä zlomov, ktoré sa prejavili v sedimentoch do vrchného badenu včítane (B. G a ž a in D. V a s s et al. 1974);

e) do úvahy sme brali niektoré závažné hydrogeologické pozorovania, morfológické štruktúry, ako aj zmeny smeru koryta Dunaja;

f) s výsledkami nivelačných meraní zvislých pohybov zemskej kôry (B. K r u i s 1957, 1959, J. K v i t k o v i č — J. V e n k o 1971);

g) pokračovanie zlomov, resp. charakter zlomových štruktúr na priľahlom maďarskom území sme posudzovali na základe materiálov, ktoré publikoval A. R o n a i (1960).

Treba zdôrazniť, že línie oddeľujúce bloky s nerovnakou mocnosťou štrkopieskového komplexu pokladáme za línie disjunktívneho charakteru predovšetkým v prípade, keď na zlomový charakter poukazujú aj iné skutočnosti ako sama zmena mocnosti.

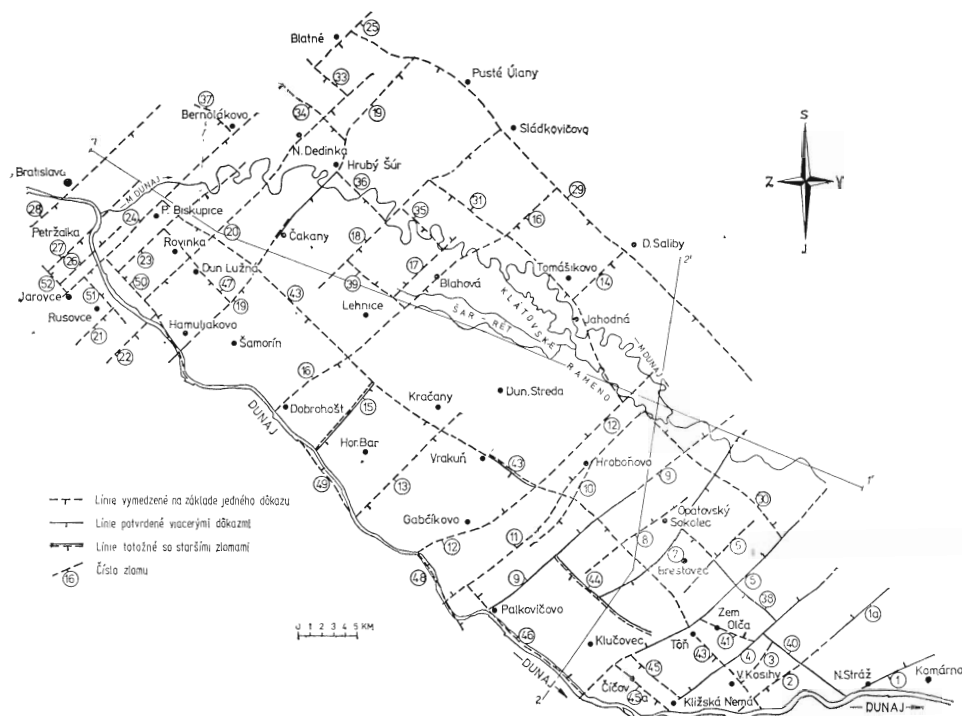
## Opis zlomových štruktúr

Na základe analýzy všetkých materiálov a údajov sme v skúmanom území vyčlenili dva systémy zlomov (obr. 1, 3 a 4), a to zlomy smeru SV—JZ a zlomy smeru SZ—JV. Zlomy oboch systémov vytvárajú samostatné zlomové štruktúry (obr. 2).

### Zlomové štruktúry smeru SV—JZ

Zlomy smeru SV—JZ vymedzujú tieto hlavné tektonické štruktúry: 1. gabčíkovská prepadlina, 2. juhovýchodné stúpajúce kryhy, 3. komárňanské kryhy. Toto delenie zhruba súhlasí s členením J. Janáčka (1967a).

Gabčíkovskú prepadlinu vymedzujú na SZ zlomy prebiehajúce na úpätí Malých Karpát a na JV palkovičovský zlom (9). Je asymetrická, severozápadné krídlo stupňovite poklesáva od Malých Karpát do priestoru Horný Bar—Gabčíkovo. Juhovýchodné krídlo je strmšie, formujú ho v podstate iba dva zlomy (12 a 9). Prepadlina sa člení na rad krýh. Od SZ vyčleňujeme:

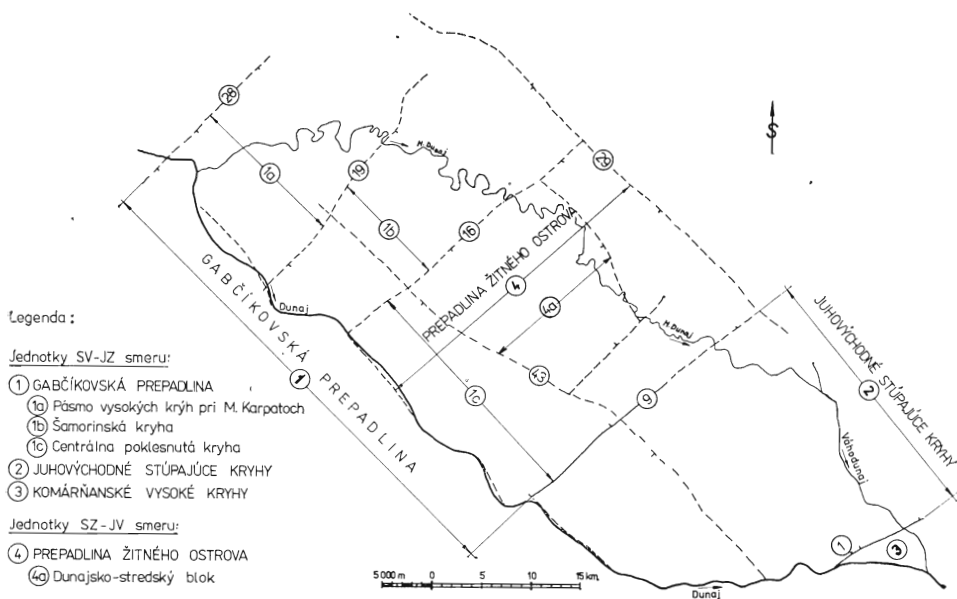


Obr. 1. Hlavné tektonické línie Žitného ostrova

1 — línie vymedzené na základe jedného dôkazu, 2 — línie potvrdené viacerými dôkazmi, 3 — línie totožné so staršími zlomami, 4 — číslo zlomu.

Fig. 1. Main tectonic lines in the Žitný ostrov area. Explanations:

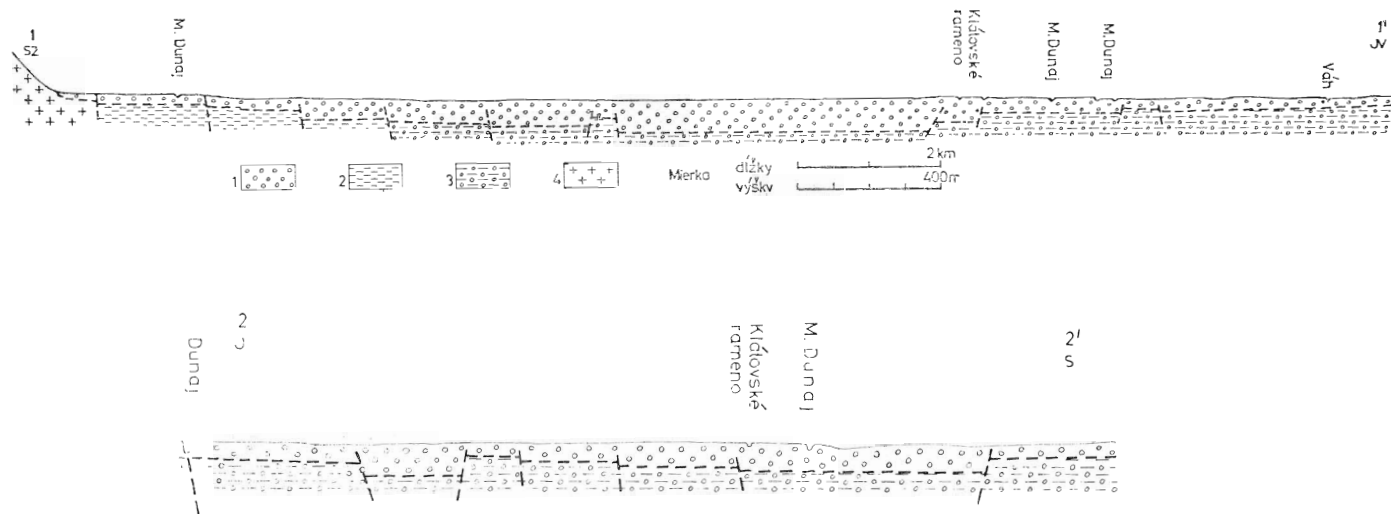
1 — lines ascertained by a single proof, 2 — lines ascertained by several proofs, 3 — lines overprinting older faults, 4 — fault numbering.



Obr. 2. Hlavné tektonické jednotky juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny  
 1 — gabčíkovská prepadlina (1a — pásmo vysokých krýh pri Malých Karpatoch, 1b — šamorínska kryha, 1c — centrálna poklesnutá kryha), 2 — juhovýchodné stúpajúce kryhy, 3 — komárňanské vysoké kryhy (1 až 3 jednotky smeru SV—JZ), 4 — prepadlina Žitného ostrova (4a — dunajskostredský blok) — jednotka smeru SZ—JV.

Fig. 2. Main tectonic units in the SE part of the Danube lowland. Units of NE—SW orientation: 1 — Gabčíkovo depression (1a — upthrown block belt along the Malé Karpaty Mts., 1b — Šamorín block, 1c — central downthrown block), 2 — ascending southeastern blocks. 3 — Komárno high blocks. Units of NW—SE orientation: 4 — Depression of the Žitný ostrov area (4a — Dunajská Streda block structure).

1a) pásma vysokých krýh pri Malých Karpatoch, ktoré vymedzujú okrajové zlomy na úpätí Malých Karpát a hamuliakovský zlom (19). Toto pásma člení sústava zlomov smeru SV—JZ. Zlomy 27 a 28 vymedzujú čiastkovú poklesnutú petržalskú kryhu. Zlom 28 je preukázaný tým, že na jeho vysokej kryhe na území Pečenského lesa a v priestore Bratislavy-Starého Mesta vystupuje na povrch alebo v malej hĺbke v podloží štrku granit. Mocnosť komplexu štrku na vysokej kryhe je priemerne okolo 8,5 m, zatiaľ čo na poklesnutej kryhe priemerne 12 m, maximálne 14 m. Zlomy 27 a 26 vymedzujú čiastkovú prepadlinu, v ktorej mocnosť štrku dosahuje 17 až 20 m. Aj priebeh zlomov súhlasí s ohybom v priestore prístavu a Vlčieho hrdla. Zlomy 26 a 24 vymedzujú čiastkovú hrať, na ktorej sa mocnosť komplexu štrko-piesku voči susedným kryhám redukuje na 10,5 až 14,5 m. V podloží štrku leží piesok, pravdepodobne neogénneho veku. To zvyrazňuje hraťovú pozíciu čiastkovej kryhy. Regionálnejší charakter má zlom 24, ktorého priebeh na základe rozdielnej mocnosti komplexu štrku možno sledovať až do priestoru Bernolákova, kde sa jeho priebeh kryje s hranou recentného morfológického stupňa.



### Vysvetlivky k profilom

1 — štrkopieskový komplex, 2 — súvrstvie s veľkou prevahou ílu, 3 — striedanie  
 polôh štrku, piesku a ílu, 4 — kryštalinikum Malých Karpát

Zlomy 24 a 23 vymedzujú čiastkovú poklesnutú kryhu (biskupickú) s mocnosťou štrkového komplexu v jej najhlbšej časti od 32—39,3 m. Na juhu obmedzuje kryhu priečný zlom (50) a podobne priečný zlom (43) kryhu člení na severnú a južnú časť. Jej severná časť je menej poklesnutá. Mocnosť štrku pieskového komplexu kolíše medzi 15—28 m. Podľa celkovej distribúcie mocnosti sa zdá, že kryha je uklonená na JZ (mocnosť štrkopieskového komplexu narastá od SV na JZ).

Zlomy 23 a 20 vymedzujú čiastkovú poklesnutú kryhu Rovinky, v ktorej mocnosť komplexu štrku narastá od SV (23,6 m) na JZ (73,5 m). Narastanie mocnosti spôsobujú aj na JZ uklonené priečne zlomy 43 a 47.

Zlomy 20 a 23 sme vymedzili na základe nerovnakej mocnosti štrkopieskového komplexu na vysokých poklesnutých kryhách. Približne na tom mieste, kde ich situujeme my, ich situoval aj V. Myslíl (1958, tab. 1), ale náš zlom 20 má zjavne väčší regionálnejší význam, lebo ho možno sledovať až po obce Nová Dedinka—Tureň a ďalej na SV.

Priebeh oboch predchádzajúcich čiastkových poklesnutých kryh porušuje čiastková kryha severozápadného zlomového systému, za ktorou na JZ možno vyčleniť pokračovanie už spomenutých poklesnutých kryh. Ide o čiastkovú poklesnutú kryhu vymedzenú zlomami 24 a 21 (s mocnosťou štrkopieskového komplexu 26,8—38,8 m) a čiastkovú poklesnutú kryhu vymedzenú zlomami 21 a 22 s mocnosťou komplexu 45,2 a 67 m).

Zlomy 20, resp. 22 a 19 (hamuliakovský zlom) vymedzujú čiastkovú poklesnutú kryhu Dunajskej Lúžnej, na ktorej mocnosť štrkopieskového komplexu narastá od SV (29,4 m) na JZ (119 m). Na pravej strane Dunaja je mocnosť štrku menšia (84—101 m). Hamuliakovský zlom v úseku od Čakán po Hrubý Šúr má zhodný priebeh aj úklon s badenským zlomom Z-21 (odštiepený ciferský zlom; B. Gaža in D. Vass et al. 1974). Táto skutočnosť signalizuje, že zlom má v severovýchodnej časti hlbší dosah a bol aktívny už v badene.

1b) Šamorínska kryha. Vymedzuje ju hamuliakovský (19) a dobrohoštiansky zlom (16). Kryhu ďalej člení niekoľko menej významných zlomov. Tak medzi zlomami 19 a 18 je čiastková poklesnutá kryha s mocnosťou štrkopieskového komplexu 56,5—65,3 m. Medzi zlomami 18 a 17 je čiastková prepadlina s mocnosťou štrkopiesku 56,5—85 m a s tendenciou poklesávania od SV na JZ. Medzi zlomami 17 a 16 je v širokom okolí obce Bláhová čiastková hrasť s mocnosťou štrkopieskového komplexu 56,5 m, ktorá spôsobuje vzdúvanie podzemnej vody a jej výron do kanálov Šar-rétu, hlavne na SV od Lehnic. Dobrohoštiansky zlom, ktorý na JV obmedzuje šamorínsku kryhu, možno dokázať na základe rozdielnej mocnosti štrkopieskového komplexu na vysokej kryhe (56—114 m) a na poklesnutej kryhe (78—304 m). Pravdepodobne je sčasti naložený, resp. sa križuje so starším súklonným sládkovičovským zlomom (Z-36, Gaža in Vass et al. 1974). Pokles pozdĺž zlomu narastá od SV na JZ.

1c) Centrálna poklesnutá kryha. Vymedzuje ju dobrohoštiansky (16) a palkovičovský zlom (9). V tejto kryhe sa zistila maximálna mocnosť štrkopieskového komplexu 379 m, resp. 440 m juhozápadne od Gabčíkova. Spodnú časť tejto mocnosti tvorí často íl striedajúci sa s pieskom. Geoelektrické merania (J. Májovský 1969) v oblasti Gabčíkova zistili maximálnu mocnosť komplexov štrkopiesku a piesku (väčšiu ako 450 m). Centrálnu poklesnutú kryhu na čiastkové kryhy člení niekoľko menej významných zlomov. Zlomy

15 a 16 vymedzujú čiastkovú poklesnutú kryhu s mocnosťou komplexu štrkopiesku 210—304 m. V strednej časti Žitného ostrova sa zlom 15 neprejavuje. Zlomy 15 a 13 vymedzujú ďalšiu poklesnutú kryhu, v ktorej je mocnosť komplexu štrkopiesku 347 m. Zlom 13 podobne ako 15 sa v strednej časti Žitného ostrova neprejavuje v nerovnakej mocnosti štrkopiesku, ale v priestore medzi Tomášikovým a Jahodnou je jeho smerovým pokračovaním pravdepodobne zlom 14. V tejto severnej časti územia je však mocnosť komplexu štrku podstatne menšia (na poklesnutej kryhe zlomu 14 55,3—62 m, na vysokej kryhe 47,8 m).

Zlomy 13 a gabčíkovský západný zlom (12) vymedzujú najhlbšie poklesnutú kryhu, v ktorej neprevrátna mocnosť štrkového komplexu dosahuje 379 m. Výška skoku zlomu 12 narastá smerom na JZ.

Medzi zlomami 12 a 11 východný gabčíkovský zlom (tieto zlomy zistil J. Janáček 1966; situáciu východného zlomu spresnil v práci z r. 1967) je čiastková poklesnutá kryha (gabčíkovská medzikryha — J. Janáček 1966), v ktorej zistená (ale zväčša neprevrátna) mocnosť komplexu štrkopiesku dosahuje 286 m. V severnej časti Žitného ostrova je na tejto kryhe mocnosť komplexu podstatne menšia, okolo 65 m. Východný gabčíkovský zlomy potvrdila aj hydrogeológia — vzdúvanie podzemnej vody, dôsledkom čoho v minulosti boli veľké zamokrené plochy (územia okolo Kračian a Jurovej), a odvádzanie veľkého množstva podzemnej vody odvodňovacími kanálmi v súčasnosti —  $4,7 \text{ m}^3/\text{s}$  (P. Pospíšil 1972). Vzdúvanie hladiny podzemnej vody potvrdil priebeh tríciových aktivít vo zvislom profile v oblasti Jurovej a Bodík (P. Pospíšil 1976).

Zlomy 11 a 9 (palkovičovský) vymedzujú čiastkovú poklesnutú kryhu, ktorú ďalej člení zlom 10, uklonený na JV. Palkovičovský zlom, sklonený na SZ, koinciduje s ohybom Dunaja západne od Palkovičova a ovplyvňoval rozsah záplav v r. 1965 (J. Janáček 1971). V severovýchodnej časti územia je mocnosť komplexu štrkopiesku na vysokej kryhe okolo 36 m a na poklesnutej kryhe 42 m. Je však zaujímavé, že pri záplave r. 1965 poklesnutá kryha zlomu nebola zaplavená, ale vysoká áno. Dá sa to vysvetliť tak, že recentný pohyb po zlome má opačný charakter (na JV), ako je pohyb krýh identifikovaný podľa ohybu Dunaja (Dunaj v 2 km úseku tečie pozdĺž vysokej kryhy v smere zlomu), ako aj rozdielnou mocnosťou komplexu štrkopiesku.

## 2. Ju h o v ý c h o d n é s t ú p a j ú c e k r y h y

Juhovýchodné stúpajúce kryhy tvoria štruktúrny celok vymedzený palkovičovským zlomom (9) na SZ a západným komárňanským zlomom (B. Gaža in Vass et al. 1974). V tomto území možno vyčleniť nasledujúce kryhy:

Zlomy 9 a 7 vymedzujú čiastkovú vysokú kryhu, na ktorej mocnosť štrkopieskového komplexu dosahuje 36—72 m. Mocnosť okolo 70 m sa zistila na kryhe južne od zlomu severozápadného zlomového systému so sklonom na J. Vysokú kryhu vnútorne člení nevýznamný zlom 8, identifikovaný na základe šírenia sa záplavy v r. 1965. Zlom 7 potvrdzuje jednak rozdielná mocnosť štrkopiesku na vysokej kryhe (v priestore Opatovský Sokolec 36 m) a na poklesnutej kryhe (39,7—73 m) a šírenie sa záplavy v r. 1965.

Zlom 7 a olčiansky zlom (5) vymedzujú čiastkovú poklesnutú kryhu, ktorú ďalej vnútorne člení zlom 6. Mocnosť komplexu štrkopiesku na bloku vymedzenom zlomami 7 a 6 dosahuje 39,7—73 m, na bloku vymedzenom zlomami

6 a 5 50—70 m. Porušenie kryhy zlomami severozápadného systému spôsobuje, že mocnosť komplexu štrkopiesku v južnej a severnej časti tejto čiastkovej poklesnutej kryhy je rozličná. Na území medzi zlomami 5 a 9 (olčianskym a palkovičovským) sa južné pokračovanie zlomov 6, 7, 8 nepodarilo identifikovať. Toto územie po pretrhnutí dunajskej hrádze 18. 6. 1965 pri Kľúčovej bolo zaplavené ako prvé, pričom rozsah záplavy v uvedený deň obmedzoval na V olčiansky zlom a na Z palkovičovský zlom. Kryhy medzi zlomami 11 a 5 nazval J. J a n á č e k (1966) vyššou gabčíkovskou kryhou. Medzi olčianskym zlomom a zlomom 4 je čiastková poklesnutá kryha, podľa J. J a n á č k a (1967) čičovská poklesnutá kryha. Je voči kryhe vymedzenej zlomami 5 a 7 vzhľadom na mocnosť komplexu štrkopiesku štruktúrne vo vyššej polohe. Mocnosť kolíše od 9,3 do 53 m, s tendenciou narastania smerom na S a J od čiastkovej elevácie severozápadného zlomového systému v oblasti Zemianskej Oľče. Zlomy 5 a 4 boli identifikované na základe rozdielnej mocnosti štrkopieskového komplexu, ako aj rozsahu záplavy v r. 1965. Zdá sa, že zlom 5 má regionálnejší charakter, lebo jeho priebeh naznačil A. R ó n a i (1960, s. 165, obr. 2, a s. 164, obr. 3) aj na území Maďarska až po Bagyogszovát.

Zlomy 4 a 2 južne od Okoličnej na Ostrove vymedzujú čiastkovú vysokú kryhu, ktorej mocnosť komplexu štrkopiesku kolíše v rozsahu 9,3—21,0 m. Kryha sa čiastočne kryje s vysokou kryhou pri Kľízskej Nemej (v zmysle J. J a n á č k a 1966). Našu čiastkovú kryhu vnútorne člení zlom 3, ktorého existenciu potvrdila rozdielna mocnosť komplexu štrkopiesku na poklesnutej a vysokej kryhe. Zlom sa uplatnil aj pri šírení záplavy v r. 1965, lebo jeho vysoká kryha juhovýchodne od zlomu nebola vôbec zaplavená. Severovýchodne od zlomu 40 severozápadného zlomového systému zdanlivým pokračovaním zlomu 2 je zlom 1a, ktorý má však opačný úklon (na SZ). Spolu so severnou časťou zlomu 4 tvoria čiastkovú poklesnutú kryhu s mocnosťou komplexu štrkopiesku (tu už prevažne piesčitého charakteru) až 81,4 m. Zlom 1a popri rozdielnej mocnosti komplexu štrkopiesku na vysokej (okolo 14 m) a poklesnutej kryhe (81,4 m) kontroloval rozsah záplav v r. 1965.

Medzi zlomami 1a, resp. 2 a komárnanským zlomom (1) je čiastková poklesnutá kryha v štruktúrne vyššej pozícii voči kryhe vymedzenej zlomami 1a a 4. Mocnosť komplexu štrkopiesku sa pohybuje okolo 28 m, južne od zlomu 40 (zlom severozápadného systému) od 3—19,7 m.

### 3. K o m á r ň a n s k é v y s o k é k r y h y

Komárnanské vysoké kryhy sú vymedzené a členené komárnanskými zlomami. Ležia prakticky mimo územia Žitného ostrova, preto sa nimi nebudeme podrobnejšie zaoberať. Na skúmanom území sme identifikovali len zlom 1 (komárnanský), ktorý sa však v okolí Komárna neprejavuje v rozdielnej mocnosti komplexu štrkopiesku. Z toho možno usudzovať, že v kvartéri nebol aktívny.

### Zlomové štruktúry smeru SZ—JV

Zlomy smeru SZ—JV tvoria na Žitnom ostrove a priľahlom území jednu rozsiahlu prepadlinu. Na SV ju obmedzuje zlom 29 (salibský) a na JZ zlom alebo niekoľko zlomov nachádzajúcich sa na maďarskom území. Predpokladaný juhozápadný okraj prepadliny by mohol koincidovať so zlomovým pásmom na spojnici Győr—Bratislava (L. Č e p e k 1938), ktoré je výraznou zeme-



trasnou líniou (zemetrasenia r. 1763, 1786). Existenciu takéhoto zlomového pásma potvrdzuje:

a) rozdielna mocnosť komplexu štrkopiesku (na poklesnutej kryhe na našom území v oblasti Gabčíkova viac ako 379 m a na vysokej kryhe v Maďarsku podľa údajov A. Rónaia, 1960, s. 169, obr. 6, menej ako 50 m);

b) stupňovité odsúvanie Dunaja na SV, t. j. do centra depresie.

Asymetria prepadliny sa prejavuje tak, že podložie od SV stupňovite poklesáva sériou klesajúcich krýh, zatiaľ čo na juhozápade prepadlinu obmedzuje jedno zlomové pásmo.

Prepadlinu Žitného ostrova člení systém severozápadných zlomov na rad čiastkových krýh.

Medzi salibským zlomom (29) a zlomom 31 je čiastková poklesnutá kryha, v ktorej mocnosť komplexu štrkopiesku dosahuje 54—79,7 m. Salibský zlom (29) potvrdila práve rozdielna mocnosť (35—55 m) na vysokej kryhe (už mimo vymedzenej prepadliny) a na poklesnutej kryhe (54—79, m). V línii zlomu je výrazná morfológická hrana medzi Sládkovičovým a Blatným, ako aj rozsiahle rašeliniská na poklesnutej kryhe zlomu v oblasti Pustých Úľan. Zlom 31 sa vymedzil na základe rozdielnej mocnosti komplexu štrkopiesku (59,6—109,0 m). V úseku Jahodná—Tomášov je jeho priebeh v súlade s meandrujúcim Malým Dunajom a v oblasti Trhového Mýta s Klátovským ramenom.

Vo východnej časti Žitného ostrova, približne v smerovom pokračovaní zlomu 31, prebieha zlom 30 s opačným úklonom, na SV. Dokumentuje ho rozdielna mocnosť na vysokej kryhe (36,5—70 m) a na poklesnutej kryhe (76—126 m).

Zlomy 31, resp. 34 a 43 vymedzujú rozsiahlu poklesnutú kryhu, ktorá sa na východe člení na rad menších krýh. Strednú časť poklesnutej kryhy tvorí dunajskostredský blok (obr. 2), ktorý má približne rovnakú mocnosť komplexu štrkopiesku. Meranie recentných vertikálnych pohybov ukázalo, že blok je v porovnaní s kryhami na V i Z stabilnejší (porovnaj B. Kruijs 1957, 1959). Zlom 43 obmedzuje dunajskostredský blok, resp. celú kryhu na JZ. Na poklesnutej kryhe zlomu dosahuje mocnosť štrkopieskového komplexu maximálne 300 m. V severozápadnej časti Žitného ostrova paralelne so zlomom 43 prebieha zlom 47, ktorý identifikoval už V. Myslíl (1958) a nazval ho biskupickým. Pravdepodobne mu však pripísal význam, ktorý podľa nás patrí zlomu 43 (Biskupice—Kosihy). V území východne od Vrakune (južne od Dunajskej Stredy) má rovnaký priebeh ako starší miocénny hroboňovský zlom Z-71 (B. Gaž a in D. Vass et al. 1974). V úseku od Veľkých Kosíh po Tŕň zlom kontroloval šírenie záplavy v r. 1965. Členenie opisovanej poklesnutej kryhy na V sprostredkujú zlomy 38, 40, 41, 42.

Zlomy 30 a 38 vymedzujú čiastkovú hrast, na ktorej mocnosť komplexu štrku dosahuje 36,0—39 m, zatiaľ čo na susedných poklesnutých kryhách je mocnosť až 146 m (SV), resp. 73 m (JZ). Zlom 38 potvrdila rozdielna mocnosť komplexu štrkopiesku, ako aj to, že v r. 1965 obmedzoval šírenie záplavy.

Medzi zlomami 38 a 43 je čiastková poklesnutá kryha, ktorú ďalej členia menšie zlomy 40, 41, 42. Časť zlomov 38, 41, 42 v severnom okolí Zemianskej Olče vytvárajú čiastkovú prepadlinu s maximálnou mocnosťou komplexu štrkopiesku pri Brestovci. Zlom 40 dokázala rozdielna mocnosť komplexu štrkopiesku (na vysokej kryhe od 3—16 m, na poklesnutej kryhe 13—28 m), ako aj to, že v r. 1965 kontroloval šírenie záplavy. Súhlasí aj so zlomom L. Čepka

(1938), ktorý v tejto práci vymedzil juhozápadný okraj Strážskej prepadliny (Nová Stráž, západne od Komárna). Ten istý zlom so zlomom 43 v úseku od Okoličného a Tôňa po Dunaj modelujú hrastovú štruktúru, ktorá sa približne kryje so zlatnianskou hrastou (L. Čep ek 1938). Stredná časť tejto čiastkovej poklesnutej kryhy medzi zlomami 31, 43 (široké okolie Dunajskej Stredy) má pomerne monotónne podložie. Doteraz sa nám ho nepodarilo rozčleniť, ale existujúce vrty (dovedna 7) naznačujú, že priebeh podložia nevykazuje podstatné odchýlky od hĺbky 80—100 m a predstavuje blok s relatívne rovnomerným poklesom v kvartéri. Nazvali sme ho dunajskostredským blokom. Západná časť čiastkovej poklesnutej kryhy je pomerne málo členená. V úseku medzi Hornou Potôňou, Lúkami a Hrubým Šúrom ju porušujú menšie zlomy sklonené na JZ (35, 36), ktoré potvrdila rozdielna mocnosť na vysokej a poklesnutej kryhe zlomu 35 a 38 (64—84 m) a pri zlome 36 (až 65 m). Zlomy pravdepodobne ovplyvnili vývoj koryta Malého Dunaja, ktorý v tomto úseku silne meandruje.

Malú čiastkovú poklesnutú kryhu vytvárajú zlomy 35 a 39 s mocnosťou komplexu štrkopiesku 56,5—85 m. V okolí Bernolákova kryhu pozdĺž porušuje zlom 37, ktorý potvrdzuje nerovnaká mocnosť a ktorého priebeh možno stotožniť s hranou recentného morfológického stupňa.

Poslednú väčšiu čiastkovú štruktúru tvorí územie vymedzené zlomom 43 a na JZ zlomom, resp. zlomovým pásmom obmedzujúcim celú prepadlinu Žitného ostrova (zlom 46, 48, 49, 50 a ďalšie). V juhovýchodnej časti československého územia túto centrálnu poklesnutú kryhu prepadliny Žitného ostrova člení rad menších zlomov. Čiastočný priebeh zlomov 43 a 45 formuje čiastkovú poklesnutú kryhu s mocnosťou komplexu štrkopiesku od 7,8—70 m, pričom zlom 45 potvrdzuje iba rozdielna mocnosť na vysokej a na poklesnutej kryhe.

Zlom 44 a časť zlomu 43 vytvárajú čiastkovú depresiu s maximálnou mocnosťou štrkopieskového komplexu okolo 72 m. Zlom 44 sme identifikovali na základe rozdielnej mocnosti komplexu štrkopiesku na vysokej kryhe (31 až 45 m) a na poklesnutej kryhe (70 až 72 m). Je totožný s badenským zlomom Z 72 (B. Gaža in D. Vass et al. 1974). Celá táto čiastková depresia je čiastočne totožná s prepadlinou pod Klížskou Nemou (L. Čep ek 1938). Medzi zlomami 45 a 43 sa vyčleňuje čiastková kryha s menšou mocnosťou komplexu štrkopiesku v porovnaní so susednou poklesnutou kryhou na SV. Vyššia kryha je približne totožná s čičovskou hrastou L. Čep ka. Zlomy 46, 48, 49 sme identifikovali iba podľa dnešného toku Dunaja, lebo presnejšie údaje o komplexe štrkopiesku na maďarskom území nemáme.

Strednú časť centrálnej poklesnutej kryhy v priestore od Gabčíkova až po Šamorín zlomy smeru SZ—JV nečlenia. Možno však pozorovať jej stúpanie na SZ, pretože mocnosť komplexu štrkopiesku z oblasti Gabčíkova (viac ako 370 m) klesá do oblasti Šamorína na 121 m. Podmieňujú to zlomy 16, 15 a 13.

Západnú časť centrálnej poklesnutej kryhy člení rad menších zlomov. Časť zlomu 43 a zlomu 47 tvorí čiastkovú poklesnutú kryhu s mocnosťou štrkopiesku okolo 50 až 60 m, zatiaľ čo na susednej severovýchodnej kryhe je mocnosť okolo 30 m. Narastanie mocnosti smerom na JZ na viac ako 100 m nás viedlo k vymedzeniu zlomu 47.

Zlomy 50 a 47 tvoria čiastkovú prepadlinu s mocnosťou komplexu štrkopiesku 73,5—119,0 m. Vymedzil ju už V. Myslík ako čilistovskú priekopu.

Zlom 52 sme identifikovali na základe rozdielnej mocnosti na vysokej kryhe (24—70,6 m) a na poklesnutej kryhe (32—119,0 m). Okrem toho v úseku južne od Hamuliakova zlom 50 koinciduje s tokom Dunaja. V. Myslíl (1958, s. 120) predpokladá, že je pokračovaním lamačského zlomu. Na území Veľkej Bratislavy sa však tento zlom s rozdielnou mocnosťou komplexu štrkopiesku neprejavuje a svojím smerom na tektonicky založenú lamačskú depresiu priamo nenadväzuje.

Zlom 50 a 51 vymedzujú čiastkovú poklesnutú kryhu, ktorá je oproti kryhe zlomov 47 a 50 vo vyššej štruktúrnej ploche. Nachádza sa v nej koryto Dunaja a mocnosť komplexu štrkopiesku tu dosahuje maximálne 68 m. V. Myslíl (1958, tab. 1) vyznačil zlom, ktorý v území severovýchodne od Jaroviec a Rusoviec možno zhruba stotožniť so zlomom 51. V. Myslíl mu však pripísal regionálnejší význam. Obmedzuje ním na SV Hainburgské vrchy (hainburgský zlom) voči wolfstahlskej prepadline.

## Záver

Náš príspevok je analýzou podkladov o neotektonickej stavbe juhozápadnej časti Podunajskej nížiny a prvým pokusom podať o nej ucelený obraz. Hlavným kritériom pri vymedzovaní zlomov sú zmeny mocnosti štrkopieskového komplexu a vyčlenené línie sa konfrontujú s ďalšími údajmi o tektonike.

Z hľadiska neotektonickej stavby možno celé územie rozčleniť na zlomové štruktúry dvoch zlomových systémov. Hlavný je severovýchodno-juhozápadný zlomový systém (pozdĺžny karpatský systém), ktorý územie rozdeľuje na tri väčšie štruktúry: 1. asymetrickú gabčíkovskú prepadlinu, 2. juhovýchodné stúpajúce kryhy a 3. komárňanské kryhy.

Tieto štruktúry sa menšími zlomami členia na rad menších krýh, z ktorých najhlbšiu štruktúrnú pozíciu má centrálna poklesnutá kryha a gabčíkovská medzikryha. Obidve tvoria centrum asymetrickej prepadliny.

Zlomový systém smeru SZ—JV (priečný karpatský systém) formuje rozťahlú priekopovú prepadlinu Žitného ostrova s asymetrickou stavbou. Centrálna poklesnutá kryha tejto štruktúry je v južnej časti Žitného ostrova, teda prepadlina od SV stupňovite poklesáva na JZ. V priestore južného okraja centrálnej kryhy je dnešný tok Dunaja.

Neotektonická štruktúrna schéma, ktorú v práci podávame, svedčí o tom, že na vývoj kvartéru v študovanom území mala veľký vplyv neotektonika, ktorú interpretujeme ako zlomovú. Náš pohľad nie je v rozpore s makrotektonickým pohľadom na misovitý typ stavby pliocénnej panvy Podunajskej nížiny (D. Vass 1976). Ide o systémy malých zlomov, ktoré umocňujú zdedený makroštruktúrny misovitý charakter stavby kvartéru Podunajskej nížiny. Pohyby po týchto zlomoch sú súčasné. Podklady na určenie relatívneho veku zlomov alebo systémov sme nenašli.

Doručené 27. 4. 1978

Odporučil I. Vaškovský, J. Harčár

# LITERATÚRA

- Adam, Z. — Dlabač, M. 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajskej nížiny. Věst. Ústř. úst. geol., 36/3, s. 188—198.
- Buday, T. — Cambel, B. — Mahel, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. Wien—Bratislava. Bratislava, Geofond. 247 s.
- Čepek, L. 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čsl. Dunaje. Sbor. Ústř. úst. geol., 12, s. 33—64.
- Jakubec, L. — Mach, C. — Porubský, A. 1960: Vodné dielo Nagyma-ross. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Janáček, J. 1966: Problémy tektonické stavby vodního díla Dunaj. Geol. práce, Spr. 38 (Bratislava), s. 127—135.
- Janáček, J. 1967a: Výskum tektoniky mladých pliocénnych sérií v strednej časti podunajského pásma. Manuskript — GUDŠ Bratislava.
- Janáček, J. 1967b: Tektonický výskum v oblasti vodného diela Dunaj. Manuskript — GUDŠ Bratislava.
- Janáček, J. 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajskej nížiny. Geol. práce, Spr. 55 (Bratislava), s. 65—85.
- Kátlovský, V. 1966: Správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Kližska Nemá. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Kruis, B. 1957: Výskum svislých pohybů zemské kůry v seismicky aktivní oblasti komárenské pánve. Manuskript — výzk. ústav geod. top. a kart. Praha.
- Kruis, B. 1959: Výskum svislých pohybů zemské kůry v seismicky aktivní oblasti komárenské pánve. II. část. Manuskript — Výzk. ústav geod. top. a kart. Praha.
- Kvitkovič, J. — Vanko, J. 1971: Štúdium súčasných pohybů zemskej kôry na Slovensku. Geogr. časopis, 23, č. 2 (Bratislava).
- Májovský, J. — Tkáčová, H. 1969: Geoelektrické merania v oblasti Veľkého Žitného ostrova. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Myslíl, V. 1958: Nové poznatky o geologii a hydrogeologii bratislavského Podunají. Věst. Ústř. úst. geol., 33/2, s. 119—125.
- Porubský, A. — Gazda, S. — Kněžek, V. — Repka, T. 1971: Veľký Žitný ostrov — regionálny hydrogeologický prieskum. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- Pospíšil, P. 1972: Žitný ostrov — posúdenie hydrogeologických pomerov s návrhom vodárenských lokalít. Manuskript — Vodné zdroje Bratislava.
- Pospíšil, P. 1976: Príspevok tríciových analýz k štúdiu pohybu podzemnej vody v náplavoch Žitného ostrova. Vodohosp. čas. (Bratislava), 24, č. 2, s. 188—200.
- Rónai, A. 1960: Hydrogeologie der Quartärschichten in der kleinen ungarischen Tiefebene. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 59, s. 181—214.
- Seneš, J. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Nové Zámky. Bratislava, Geofond. 106 s.
- Valušiaková, A. 1974: Geoelektrické merania v oblasti Žitného ostrova. Manuskript — Geofond. Bratislava.
- Vaškovský, I. 1977: Kvartér Slovenska. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra. 247 s.
- Vass, D. et al. 1974: Klasifikácia zlomov neogénnych panv. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Vass, D. 1976: Molasové panvy a globálno-tektonický model Karpát. In: Česko-slovenská geológia a globálna tektonika (Smolenice 1976). Bratislava, GUDŠ, s. 111—117.
- Vass, D. 1976: Tektoničeskoje razvitiye molasových vpadin Zapadnyh Karpát. Manuskript — GUDŠ Bratislava.

# Neotectonics of the Žitný ostrov and adjacent area (Danubian Lowland, SW Slovakia)

PAVOL POSPÍŠIL — DIONÝZ VASS — LADISLAV MELIORIS — TOMÁŠ REPKA

The Žitný ostrov (inter flow of the Danube and its sideflow, the Little Danube) and adjacent area is segmented by two systems of faults. Neotectonic activity of this area has been studied by the means of an analyse of changing thicknesses in youngest sediment represented by sandy gravel of Quarternary age. Faults that delimit blocks manifesting different thicknesses of sandy gravel, have been also proved by following criteria: lines of recent seismic activity, limits of heavy inundation in 1965, faults delimited in the past as disturbing Quarternary sediments or older ones, and according hydrogeological observations, morphology and flow-direction changes of the recent Danube stream channel.

Faults or lines with attributed fault character form the main fault system of SW—NE orientation (longitudinal to Carpathian units). Three broader structures may be delimited in the studied area being segmented by this fault system. These structures are as follows:

- the assymetric Gabčíkovo depression
- ascending southwestern blocks and
- the Komárno block system.

Delimited structures are further segmented by smaller faults. Deepest structural position and thickest sandy gravel accumulation has been ascertained in central downthrown block as well as in the Gabčíkovo central block. Both form the centre of an assymetric depression.

A complementary fault system is formed by faults of NW—SE strike (transversal to Carpathian units). This system of faults forms an extensive assymetrical graben of the Žitný ostrov area. Downthrown central block of this structure occurs in the southern part of the Žitný ostrov area, consequently the graben gradually deepens from the NE to the SW. The recent Danube stream channel runs along the southern limit of the central block.

Neotectonic structure of the Žitný ostrov area does not contradict to dish-shaped brachysynclinal structure of the Danube Lowland (D. Vass 1975). This neotectonic structure is formed by two young fault systems overprinting and strenghtening the inherited dish-shaped structure of the Pliocene in this area. Movements on these young fault system occur in recent time, too.

*Preložil I. Varga*

S P R Á V Y

## Barytová mineralizácia v kremitých porfýroch severozápadne od Pustého Poľa

(3 obr. a tab v texte)

MIROSLAV IVANOV\*

### Баритовое оруденение в кварцевых порфирах северозападнее Пустого Поля

Между Швермовым и Пустым находится тело кварцевых порфиров, в котором (главным образом в северной части) наблюдаются жилы и прожилки барита.



### Baryte mineralisation in a quartz porphyry NE from the Pusté Pole village (Middle Slovakia)

A body of quartz porphyry occurs between Švermovo and Pusté Pole villages, pierced in its northeastern part by several baryte veins and veinlets.

Medzi Švermovom a Pustým Poľom sa nachádza teleso kremitých porfýrov, ktorým v severovýchodnej časti na viacerých miestach prenikajú barytové žily a drobné žilky barytu (obr. 1).

Tieto výskyty Ba-zrudnenia stručne zaznamenal už Z. P o u b a (1951) v práci o rudných nálezoch na Horehroní. O tomto Ba-výskyte sa zmienil aj M. P e t r o (1969, 1974) v súvislosti s nerastnými surovinami na liste Pohorelá. Mineralogicko-geochemickými pomermi týchto Ba-výskytov sme sa už zaoberali (M. I v a n o v 1970). V súborných prácach o nerastných surovinách (najmä o barytovej mineralizácii Slovenska; J. S l á v i k et al. 1967, J. B a r t a l s k ý 1971) sa tento výskyt nespomína.

### Geologické postavenie telesa kremitých porfýrov a jeho petrografická a petrochemická charakteristika

Prejavy efuzívneho vulkanizmu kremitých porfýrov medzi Švermovom

\* RNDr. Miroslav I v a n o v, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

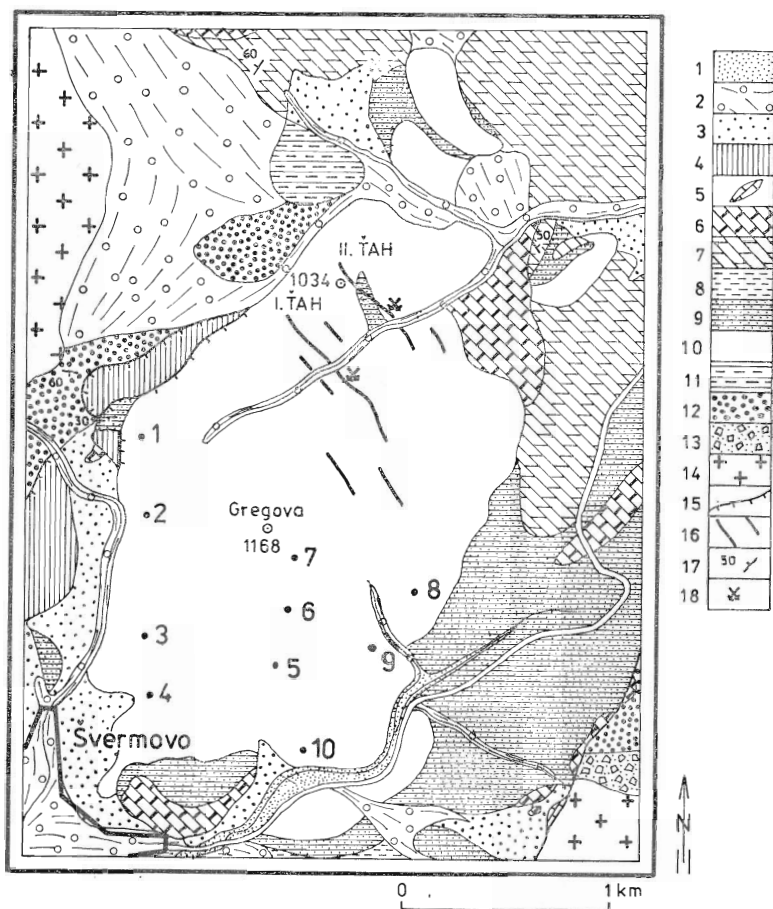
a Pustým Poľom sú súčasťou gemeridnej tektonickej jednotky, ktorá bola do oblasti veporíd presunutá počas alpínskych tektonických procesov.

Ako vychodí z geologickej mapy J. Zelmana (1969; obr. 1), teleso kremitých porfýrov je v tektonicky zložitej oblasti, v ktorej sa jednotlivé stratigrafické členy nezachovali v pôvodnom slede. Preto sa z úložných pomerov telesa kremitých porfýrov nedá priamo dedukovať jeho geologický vek. S najväčšou pravdepodobnosťou však ide o permské efúzie.

Teleso kremitých porfýrov lemuje poväčšine pelitické, peliticko-psamitické horniny a kremence, ktoré sa pokladajú za permské a čiastočne aj za werfénske (J. Zelman 1969). V severovýchodnej časti sa teleso stýka priamo so stredno-triasovými karbonátovými faciami (vápence, dolomity).

Celý komplex hornín leží na karbónskych a staropaleozoických horninách, ktoré sú paraautochtónnym obalom kryštalinika Kráľovej hole (M. Ivanov 1976).

Z petrografickej stránky bolo teleso kremitých porfýrov severovýchodne od Švermova predmetom štúdií V. Zorkovského (1959), ktorý vyčlenil tri



základné typy hornín: 1. felzitické porfýry, 2. kremité porfýry, 3. pyroklastiká.

Felzitické porfýry vystupujú popri varietách kremitých porfýrov, ktoré dominujú, a odlišujú sa od nich hlavne felzitickou štruktúrou základnej masy. Kremité porfýry bývajú sivočervenkasté, s porfýrickými výrastlicami živcov, hlavne ortoklasov, menej biotitu.

Ich základná masa sa skladá z jemnokryštalických agregátov kremeňa, živcov a sericitu. Z akcesorických minerálov v nich V. Zorkovský opisuje magnetit, hematit, pyrit, lokálne chalkopyrit a zirkón.

Spolu s kremitými porfýrmi a felzitickými porfýrmi vystupujú hlavne v centrálnej časti tohto telesa pyroklastiká — tufy a tufity, ktoré sú zjavne svetlejšej (svetlosivej) farby a páskovitej textúry.

Spoločnou charakteristickou črtou kremitých a felzitických porfýrov tejto lokality je, že pôvodná minerálna asociácia podľahla sekundárnym premenám za vzniku sericitu, albitu, kremeňa, chloritu, baueritu a limonitových šmúh.

Tento proces premeny primárnych minerálov je podľa nášho náhľadu výsledkom autometamorfných procesov ešte v intratelurickom štádiu. Na obohatenie petrochemickej dokumentácie z tejto lokality vyvretých hornín sme ďalší urobili silikátovú analýzu zo sivočervenkastých kremitých porfýrov na západnom okraji telesa severne od Švermova.

Analýzu vykonal V. Dvonč z GÜDS.

|                                |   |   |   |   |   |       |     |                   |   |   |   |   |   |      |     |
|--------------------------------|---|---|---|---|---|-------|-----|-------------------|---|---|---|---|---|------|-----|
| SiO <sub>2</sub>               | — | — | — | — | — | 63,11 | 0/0 | MoO               | — | — | — | — | — | 2,22 | 0/0 |
| FeO                            | — | — | — | — | — | 0,42  | 0/0 | K <sub>2</sub> O  | — | — | — | — | — | 6,59 | 0/0 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | — | — | — | — | — | 4,39  | 0/0 | Na <sub>2</sub> O | — | — | — | — | — | 1,03 | 0/0 |

Obr. 1. Situačná mapka okolia barytovej mineralizácie severovýchodne od Švermova (podľa J. Zelmana a 1969)

1 — hlinito-piesčité sedimenty, 2 — prevažne proluviálne zahlinené sedimenty, mladý pleistocén, 3 — deluviálne sedimenty, svahové hliny a hlinito-kremité sutiny (1—3 — kvartér), 4 — kremito-sericiticko-grafitické bridlice, grafitické fylity, droby, arkózovité pieskovce — karbón, 5 — svetlé vápence, 6 — tmavé vápence, anis, 7 — svetlé a tmavosivé dolomity — stredný trias, 8 — slienité bridlice a vápence — kampil, 9 — kremité pieskovce, kremence a bridlice — zeis, 10 — kremité porfýry, felzitické porfýry a ich tufy — perm (5—10 — severogemeridná jednotka), 11 — zelenkavé a hnedé epimetamorfované bridlice — werfénske vrstvy, 12 — bazálne kremence, 13 — porfýroidové—arkózové súvrstvie permu (11—13 — obalová jednotka), 14 — veporské granitoidy — kryštalínium, 15 — presunová línia, 16 — priebeh barytových žíl, 17 — smer a sklon bridličnatosti a vrstovitosti, 18 — banské diela mimo prevádzky

Fig. 1. Geological map of the baryte mineralisation environment to the NE from Pusté Pole village (according to J. Zelman 1969, modified). Explanations: 1 — loamy-sandy sediment, 2 — mainly proluvial loamy sediment, Younger Pleistocene, 3 — deluvial sediment, colluvial deposits and loamy-quartzose slope debris (1—3 Quaternary), 4 — quartz-sericite-graphite slate, graphitic phyllite, arkose, lithic arenite, Carboniferous, 5 — light limestone, 6 — dark limestone, Anisian, 7 — light and dark dolomite, Middle Triassic, 8 — marly shale and limestone, Campilian, 9 — quartz sandstone, quartzite and shale, Seissian, 10 — quartz porphyry, felsic porphyry and their tuffs, Permian (5—10 North gemeride unit), 11 — greenish and brown epimetamorphosed slate, Werfenian beds, 12 — basal quartzite, 13 — porphyroide-arkosic member of the Permian (11—13 envelope unit), 14 — veporide granitoid, crystalline, 15 — overthrust, 16 — course of baryte veins, 17 — strike and dip of bedding and cleavage, 18 — abandoned mining workings.



|                                |   |   |   |   |   |       |   |                   |   |   |   |      |       |   |
|--------------------------------|---|---|---|---|---|-------|---|-------------------|---|---|---|------|-------|---|
| TiO <sub>2</sub>               | — | — | — | — | — | 0,60  | ‰ | str. suš. do 110° | — | — | — | 0,06 | ‰     |   |
| MnO                            | — | — | — | — | — | 0,09  | ‰ | voda do 900°      | — | — | — | 1,71 | ‰     |   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | — | — | — | — | — | 0,08  | ‰ | CO <sub>2</sub>   | — | — | — | 0,37 | ‰     |   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | — | — | — | — | — | 15,44 | ‰ | S                 | — | — | — | —    | stopy |   |
|                                |   |   |   |   |   |       |   |                   |   |   |   |      | 99,51 | ‰ |

Naša analýza vykazuje v porovnaní s analýzou V. Zorkovského (1959) o niečo bázičkejší charakter, ale aj tak zapadá do magmy petrochemicky zodpovedajúcej ešte kremitým porfýrom.

Obsah Ba v kremitých porfýroch severovýchodne od Švermova (lokalizáciu vzoriek pozri na obr. 1):

|     |   |   |   |   |   |      |   |      |   |   |   |   |   |         |       |   |
|-----|---|---|---|---|---|------|---|------|---|---|---|---|---|---------|-------|---|
| F-1 | — | — | — | — | — | 0,20 | ‰ | F-6  | — | — | — | — | — | 0,20    | ‰     |   |
| F-2 | — | — | — | — | — | 0,26 | ‰ | F-7  | — | — | — | — | — | 0,14    | ‰     |   |
| F-3 | — | — | — | — | — | 0,22 | ‰ | F-8  | — | — | — | — | — | 0,22    | ‰     |   |
| F-4 | — | — | — | — | — | 0,16 | ‰ | F-9  | — | — | — | — | — | 0,18    | ‰     |   |
| F-5 | — | — | — | — | — | 0,12 | ‰ | F-10 | — | — | — | — | — | 0,15    | ‰     |   |
|     |   |   |   |   |   |      |   |      |   |   |   |   |   | Priemer | 0,185 | ‰ |

Obsah bária v kremitých porfýroch (1850) ppm) presahuje klarkovú hodnotu.

Z výsledkov spektrálnych analýz kremitých porfýrov severovýchodne od Švermova vidieť, že tieto horniny majú zväčša asociáciu makroprvkov aj mikroprvkov charakteristickú pre kyslé magmatické horniny. Zo stopových prvkov si hodno povšimnúť pomerne častý obsah molybdénu, stabilné vystupovanie bóru a zvýšené koncentrácie Ba a Sr. Najmä prítomnosť molybdénu spolu s autometamorfnými zjavmi indikuje, že sa pôvodná magma obohatila o hydrotermálnu fázu. Pozoruhodná je aj stála prítomnosť vzácnych zemín.

Napokon sa pri charakteristike telesa kremitých porfýrov treba zmieniť o relatívne vysokej prirodzenej rádioaktivite týchto hornín. Ich  $\gamma$ -radiácia meraná pomocou scintilačného prenosného  $\gamma$ -rádiometra PSR-01 vykázala v priemere 28—30  $\mu$ R/h., pričom sú veľmi časté areály s hodnotami až (40—45  $\mu$ R/h.).

Toto teleso kremitých porfýrov bude mať zrejme veľmi blízky genetický vzťah k permským kremitým porfýrom v Spišsko-gemerskom rudohorí, ktoré sú najpravdepodobnejším nositeľom U—Mo—Cu-zrudnenia v perme gemeríd.

## Charakteristika barytovej mineralizácie

Barytová mineralizácia v telese kremitých porfýrov sa viaže hlavne na jeho severovýchodnú časť v oblasti vrchu Zbojníčka. Má žilno-žilníkovitý charakter, smer SZ—JV, úklon okolo 60—70° na východ.

V oblasti vrchu Zbojníčka sa barytová mineralizácia sústreďuje najmä do dvoch súvislejších ťahov (pozri označenie na mapke), v ktorých okolí sú ďalšie menšie Ba-žilky.

Prvý juhozápadný ťah je dlhý okolo 700 m. V mieste vyznačenom na situačnej mapke sa v minulosti (podľa miestnych informácií na začiatku tohto storočia) robili aj menšie kutacie práce, pravdepodobne však nie na baryt, ale na menšie indicie medi. Mocnosť barytových žíl sa nám nepodarilo zistiť priamo, ale v náplavoch potoka možno nájsť až 80 cm veľké kusy barytu pre-

rasteného kremeňom. Ináč na haldických a pingách prevládajú 20—30 cm kusy barytu.

Druhý ťah s barytovou mineralizáciou je paralelný s prvým a je od neho vzdialený okolo 400 m na SV. Začína sa v doline Zbojníckeho potoka a tiahne sa smerom na SZ až po Zbojnícke sedlo, kde sa náhle končí (pravdepodobne useknutý priechnou poruchou). Zrudnenie možno sledovať na vzdialenosť okolo 350 m. Mocnosť žíl dosahuje asi 40 cm. Aj na tomto ťahu sa v údolí Zbojníckeho potoka robili v minulosti kutacie práce. Podľa veľkosti haldičky možno predpokladať, že sa smerne po žile vyfáralo len asi 15—20 m.

V priestore medzi obidvoma barytovými ťahmi, ako aj v oblasti medzi kótou 1131,0 a kótou 1093,0 m možno v telese kremítých porfýrov na mnohých miestach vidieť ďalšie menšie prejavy barytovej mineralizácie cm — dm mocností.

Ba-mineralizácia má na týchto výskytoch analogické mineralogicko-geochemické pomery.

Z makroskopického a mikroskopického štúdia žilného materiálu vychodí záver, že sa mineralizácia odohrala v dvoch fázach. V prvej (hlavnej) mineralizačnej fáze sa vylučoval mliečnobiely baryt, kremeň a sporadicky pyrit. Počas druhej termálnejšej) mineralizačnej fázy sa vylučovali Fe-oxidy a Mn-oxidy. Ide hlavne o goethit, menej o psilomelán.

Sulfidy (okrem pyritu) boli pravdepodobne zastúpené veľmi sporadicky. Zo spektrálnych analýz by sa mohlo uvažovať o prítomnosti akcesorického chalkopyritu, resp. tetraedritu — tenantitu (v prvej mineralizačnej fáze).

Medzi prvou a druhou mineralizačnou fázou bol istý časový odstup. Možno to predpokladať podľa intermineralizačnej tektoniky, ktorej výsledkom bolo pomerne často pozorovateľné zbrekciovatenie barytovo-kremeňovej výplne. Jej úlomky potom stmelili minerály druhej mineralizačnej fázy (obr. 2, 3).

Z bezprostrednej blízkosti Ba-žily v kremítých porfýroch (lokalita Zbojnícka) M. Petro (1969) uvádza aj niekoľko cm žilôčky ankeritu, ktorú však pokladá za staršiu ako Ba-mineralizáciu.

O Fe-karbonátoch na predmetných barytových výskytoch možno povedať zatiaľ len toľko, že aj keď sa priamo mineralogicky nezistili, nie je tu ich prítomnosť vylúčená.

O kvalitatívnych parametroch opisovanej barytovej mineralizácie si možno urobiť obraz podľa série 20 technických analýz (tab. 1).

Vzorky s označením Ba-25—30 sú z prirodzených odkryvov, hald a ping z oblasti I. žilného ťahu.

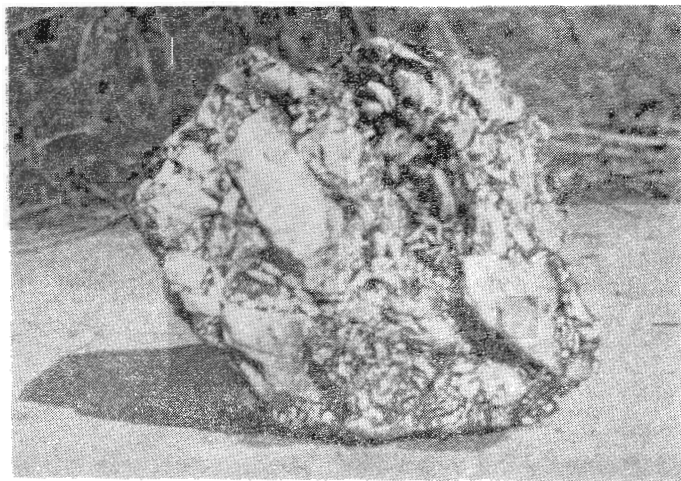
Vzorky s označením Pp-1—21 sú z prirodzených odkryvov a z haldového materiálu v oblasti II. žilného ťahu.

Z výsledkov analýz vidieť značnú variabilnosť obsahu hlavných zložiek (Ba, Si, Fe, Mn). Je pochopiteľné, že so vzrastajúcim obsahom  $\text{SiO}_2$  klesá obsah  $\text{BaSO}_4$ , resp. pri vzorkách so značným zastúpením Fe-oxidov a Mn-oxidov klesá obsah  $\text{BaSO}_4$  až na minimum.

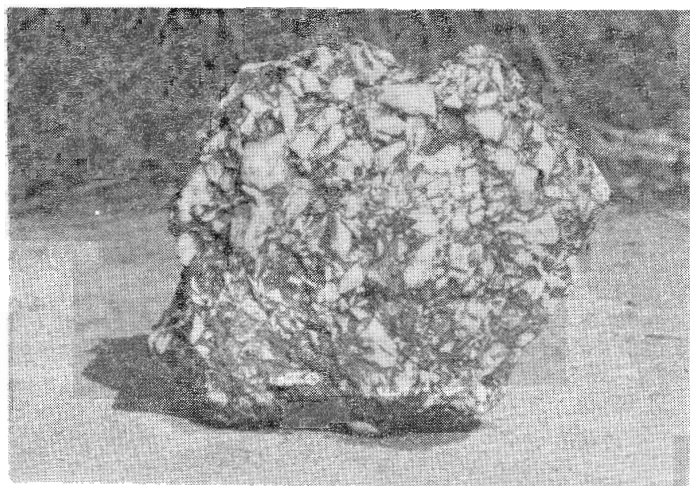
Vcelku, ako sa dá pozorovať aj makroskopicky, tunajšie Ba-zrudnenie do veľkej miery znehodnocuje vysoké (kolísavé) zastúpenie kremeňa.

Prítomnosť Fe-oxidov a Mn-oxidov závisí od uplatnenia sa intermineralizačnej tektoniky v procese zrudnenia. Niekde tieto oxidy tvoria len mm žilôčky a výplne medzipriestorov v barytovej brekcii, inde vytvárajú väčšie zhluky.

Z výsledkov spektrálnych analýz Ba-mineralizácie usudzujeme, že pri výsokom obsahu bária vystupuje aj relatívne vysoký obsah stroncia (čo do-



Obr. 2, Fig. 2



Obr. 3, Fig. 3

Obr. 2, 3. Brekciovitý charakter barytového zrudnenia (baryt a kremeň stmefujú Fe-oxidy a Mn-oxidy)

Fig. 2, 3. Breccia-like character of the baryte mineralisation (baryte and quartz cemented by Fe and Mn-oxides).

kumentujú aj technické analýzy). Ide o izomorfiiu Ba—Sr danú ich príbuznými chemickými vlastnosťami. Z chalkofilných prvkov je čiastočne zvýšený obsah Cu, Sb, As v niektorých vzorkách, čo poukazuje na možnosť prítomnosti Cu-sulfidov v primárnej paragenéze. Z genetického hľadiska je zaujímavá menšia prítomnosť bizmutu, čo môže poukazovať na špecifický zdroj tunajšej barytovej mineralizácie. Pre molybdén je príznačné, že vystupuje ako žilnej výplni, tak aj v materských horninách (v kremitých porfýroch). Prvky Pb, Zn, Ag sú zastúpené len v klarkových hodnotách. Charakteristická je stála

Tab. 1

| Geol.<br>čís. | BaSO <sub>4</sub> | SiO <sub>2</sub> | Fe    | MnO  | SrO             | Cu   |
|---------------|-------------------|------------------|-------|------|-----------------|------|
| Ba-25         | 83,43             | 2,04             | 10,35 | 0,29 | nestanovoval sa | Ø    |
| Ba-26         | 77,13             | 14,74            | 4,25  | 0,35 |                 | Ø    |
| Ba-27         | 82,98             | 8,63             | 4,39  | 0,49 |                 | Ø    |
| Ba-28         | 89,67             | 5,67             | 6,38  | 0,16 |                 | Ø    |
| Ba-29         | 61,86             | 20,44            | 6,80  | 5,40 |                 | 0,06 |
| Ba-32         | 80,54             | 11,94            | 3,54  | 0,68 |                 | Ø    |
| Ba-33         | 81,77             | 6,75             | 5,95  | 0,38 |                 | Ø    |
| Ba-30*        | 97,07             | 1,26             | 0,99  | 0,06 |                 | Ø    |
| Pp-1          | 86,54             | 3,28             | 1,39  | 2,71 | 0,58            | st.  |
| Pp-2          | 80,26             | 4,02             | 2,36  | 2,35 | 0,88            | st.  |
| Pp-10         | 88,50             | 5,04             | 2,51  | 0,40 | 1,24            | st.  |
| Pp-11         | 67,08             | 11,89            | 8,52  | 0,88 | 0,84            | st.  |
| Pp-13         | 84,70             | 2,84             | 1,89  | 0,18 | 1,13            | st.  |
| Pp-14         | 90,24             | 2,76             | 0,98  | 0,08 | 1,43            | st.  |
| Pp-19         | 70,72             | 8,68             | 7,40  | 1,29 | 0,86            | st.  |
| Pp-20         | 50,76             | 29,75            | 5,16  | 0,90 | 0,49            | st.  |
| Pp-21         | 60,60             | 22,62            | 4,05  | 1,05 | 0,85            | st.  |
| Pp-16         | 3,29              | 5,79             | 41,60 | 5,43 | 0,04            | st.  |
| Pp-17         | 1,89              | 57,25            | 27,50 | 2,40 | 0,01            | st.  |
| Pp-18         | 16,14             | 29,69            | 19,25 | 1,85 | 0,07            | st.  |

Poznámka: Vzorky Pp-16, 17, 18 majú značné zastúpenie Fe, Mn-oxidov

\* Vzorka Ba-30 reprezentuje makroskopicky čistý baryt

prítomnosť bóru. Z ostatných stopových prvkov treba napokon vyzdvihnúť berýlium. Je to v našich rudných paragenézach pomerne vzácny prvok a na základe jeho prítomnosti by sa do istej miery dalo usudzovať o genetickej spätosti tunajšej mineralizácie s alkalickou magmou.

Zo spektrálnych analýz zreteľne vidieť, že berýlium je prítomné vo všetkých analyzovaných vzorkách, kde sa uplatňujú minerály II. mineralizačnej fázy (absorpcia).

Naopak Mo, Bi, As, Sb, B, Sc a Li, sa viažu na minerály I. mineralizačnej fázy.

Na barytových výskytoch v okolí Pustého Poľa sme sledovali aj prítomnosť rádia. Merania  $\gamma$ -žiarenia za pomoci  $\gamma$ -rádiometra však ukázali, že hodnoty  $\gamma$ -žiarenia na Ba-výskytoch sú nižšie ako v okolných kremitých porfýroch a dosahujú len hodnotu 16–20  $\mu$ R/h.

### Genetické postavenie Ba-zrudnenia medzi Švermovom a Pustým Poľom

V ostatných rokoch sa výskytom barytu v centrálnych Západných Karpatoch venovala pomerne veľká výskumná a prieskumná pozornosť. Práce V. Čechoviča (1948), J. Litavca (1955), S. Ogurčáka (1956), I. Kravjanského (1957), J. Turana (1959, 1962), J. Bartalského (1971) z rozličných oblastí Karpát, ako aj súborné práce J. Slávika (1967) a J. Bartalského (1971) o Ba-mineralizácii dovoľujú vysloviť náhľad, že priemyselné výskyty s barytovým zrudnením v centrálnych Západných Karpatoch majú dvojakú genézu.

K prvému genetickému typu patria ložiská barytu viažúce sa na alpínsky (kriedový) metalogenetický proces. Sem patrí veľká skupina barytových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí, ktoré vystupujú spolu so sideritovou mineralizáciou a predstavujú hlavný ekonomický zdroj týchto surovín u nás. Alpínskeho veku sú aj výskyty barytu vo Veľkej Fatre (N. Matejková) v Nízkych Tatrách (Jasenie, Trangoška) a v zemplínskom ostrove (pri Ladmovciach a Malej Mare).

Druhý genetický typ barytovej mineralizácie v Karpatoch sa viaže na permský vulkanizmus a je známy z Malých Karpát (v okolí Smoleníc a Neštichu), z Nízkych Tatier (pri Malužinej) a na Farbišti pri Ponikách. Ten je geneticky spätý s melafýrovým vulkanizmom chočskej jednotky.

Na základe porovnania paragenetických pomerov barytových výskytov medzi Švermovom a Pustým Poľom s uvedenými barytovými výskytmi v Karpatoch sa prikláňame k náhľadu, že tunajšia Ba-mineralizácia má najbližšie genetické postavenie s barytovým typom zrudnenia, ktoré sa viaže na permské vulkanity. M. Petro (1974) Ba-žily v oblasti Zbojníckej pokladá za alpínske. Zvláštnosťou oproti barytovej mineralizácii spätjej s melafýrovým vulkanizmom je, že sa v okolí Švermova—Pustého Poľa Ba-žily (žilníky) viažu na kremité porfýry, ktoré majú znaky autometamorfózy a majú zvýšený primárny obsah bária. Špecifickosťou tunajšieho zrudnenia je, že sa na barytových žilách podstatne uplatňuje druhá (nižšie termálna) mineralizačná fáza zastúpená oxidmi Fe a Mn, na ktoré sa viaže aj berýlium.

Opísaný výskyt barytu vzhľadom na malé rozmery a s prihliadnutím na dostatočné zásoby barytu v Spišsko-gemerskom rudohorí neprichádza v súčasnosti do úvahy na ekonomické využívanie.

*Doručené 3. 10. 1977  
Odporučil C. Varček*

#### LITERATÚRA

- Bartalský, J. 1971: Ložiská barytu na Slovensku. Zborník o nerudných surovinách Slovenska. Mineralia slov., 3, 12—13, s. 281—294.
- Čechovič, V. 1948: Výskyty barytu na okolí Smoleníc a Nešticha v Malých Karpatoch. Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), s. 59—73.
- Ivanov, M. 1957: Permský vulkanizmus v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. práce, Spr. 45 (Bratislava), s. 215—240.
- Ivanov, M. 1970: Výskum metasomatických rudných výskytov v karbonátových horninách mezozoika (II. etapa). Manuskript — Geofond Bratislava.
- Ivanov, M. 1976: Metamorfované paleozoikum v kráľovohoľskom kryštaliniku a ďalšie problémy veporíd. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Kravjanský, I. 1957: Záverečná správa o prospekcii na úseku Nižná Matejková—baryty. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Slávik, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, VTL.
- Petro, M. 1969: Záverečná správa za list Pohorelá 1 : 50 000 — časť nerastné suroviny. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Petro, M. 1974: K problematike genézy žilného barytu v efuzívnych horninách melafýrovej série. Materiály III. celoslovenskej geologickej konferencie, Bratislava, s. 327—329.
- Pouba, Z. 1951: Několik nových nálezů rud u Šumíace a Švermova v Horehroní. Ústř. úst. geol., s. 193—204.
- Turan, J. 1959: O neoidnom veku barytového zrudnenia v doline Nižná Matejková pri Ružomberku. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 2, s. 115.

- Turan, J. 1962: Baryty Nízkyh Tatier a príľahlých oblastí. Geol. práce, Zoš. 62 (Bratislava), s. 115—123.
- Vozár, J. 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkyh Tatier. Západné Karpaty, sér. min. petr. geoch., lož., 1, Bratislava, s. 7—50.
- Zelman, J. et al. 1969: Vysvetlivky k listu Pohorelá 1 : 50 000. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Zorkovský, B. 1959: Správa o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov, vystupujúcich vo veľké s. od Švermova. Geol. práce, Spr. 16 (Bratislava), s. 198—203.
- Zoubek, V. 1937: Dva nálezy rud v mesozoiku Ľuberskej zóny. Věst. Stát. geol. úst., 13, s. 211—230.

## Baryte mineralisation in a quartz porphyry NE from the Pusté Pole village (Middle Slovakia)

MIROSLAV IVANOV

A relatively pronounced attention of investigations and prospections was paid to baryte occurrences of West Carpathians in latest years. Works of V. Čechovič (1948), J. Litavec (1955), Š. Ogurčák (1956), I. Kravjanský (1957), J. Turan (1959, 1962) and J. Bartalský (1971) from several parts of West Carpathians as well as monographic works of J. Slávik (1967) and J. Bartalský (1971) dealing with baryte mineralisation allowed to state, that important baryte occurrences of West Carpathians represent two different genetic types.

To the first genetic type belong baryte deposits originated during alpine (Cretaceous) metallogenetic process. They are represented by a huge group of baryte deposits in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., on vein structures of the siderite ore formation forming the main economic source of this mineral in Czechoslovakia. Alpine age has been ascribed also to other occurrences in Veľká Fatra Mts. (N. Matejková locality), in Nízke Tatry Mts. (Jasenie and Trangoška localities) or in the Zemplín Inselberg of Eastern Slovakia (Ladmovce and Malá Bara villages).

Another genetic type of baryte mineralisation in West Carpathians is connected with Permian volcanic activity. Occurrences of this type are known in Malé Karpaty Mts. (environs of Smolenice and Neštich villages) or in Nízke Tatry Mts. (near to Malužiná village and on the Farbište locality). These baryte occurrences are bound to melaphyre bodies in the Permian of the Choč nappe.

According to a comparison of paragenetic relations of baryte occurrences between Švermovo and Pusté Pole villages with above listed other occurrences in West Carpathians, the author inclines to the view that this occurrence has closest genetic relation with other ones lying in Permian volcanites. A specific feature of described occurrence against other Permian baryte occurrences is its localisation in a body of quartz porphyry revealing pronounced autometamorphic alteration and an elevated Ba content. Baryte veins or tiny stockworks are accompanied by second mineralisation stage of iron and manganese oxides with rare higher barytine content.

*Preložil I. Varga*

## Nové indicie Sn-zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí

IVAN MATULA — MILAN TRÉGER

Pri regionálnych geochemických prospekčných prácach v rámci projektovej úlohy Geologického prieskumu Spišsko-gemerské rudohorie — vysokotermálna mineralizácia sa metódou ťažkých minerálov v oblasti Dlhej doliny zistili významné koncentrácie kassiteritu. Počet zŕn v niekoľkých vzorkách prevyšoval 500 ks.

Na základe indícií a dostupných geofyzikálnych údajov sa pri prehliadke terénu zistil odkryv s bohatou impregnáciou kassiteritu.

Odkryv je v Dlhej doline, asi 8 km na SV od Gemerskej Polomy v okrese Rožňava, asi 1350 m na SSZ od kóty Balochova hoľa (1170,4 m) a 1800 m na SZ od kóty Volovec (1212,5 m).

Odkryv je dlhý asi 25 m a vysoký okolo 6 m. Zrudnenie má impregnačný charakter. Miestami je kassiterit aj na plochách bridličnatosti. Vyskytujú sa aj 4—5 cm žilky. Zrnká v impregnáciách sú od 0,2 do 2,0 mm. Zriedkavo sú v kremeň aj zrná veľké až 1 cm. Obsah Sn sa v zásekových vzorkách (13 zásekov) pohybuje od 0,26 do 9,30 ‰, priemerný obsah je 2,3 ‰ Sn. Bodové vzorky mali obsah 9,5 až 16,1 ‰ Sn. Podľa výsledkov spektrálnych analýz ide o pomerne čistý kassiteritovo-kremeňový typ mineralizácie. Kassiterit obsahuje W, Bi, As, Nb (0,1—0,01 ‰) s relatívne nižším obsahom bóru (0,01—0,001 ‰).

Širšiu oblasť výskytu budujú horniny gelnickej série, a to porfyroidy a kremeňovo-sericitické fylity. Na nich vidieť kontaktné premeny, najmä prekremenenie. Hojne sa vyskytujú žily kremeňa.

Podľa výsledkov geofyziky a geologických pozorovaní usudzujeme, že v území sú dôležité zlomy smeru SV—JZ a SZ—JV, ktoré ohraničujú jednotlivé bloky a pravdepodobne majú vplyv na lokalizáciu zrudnenia. Širšia oblasť odkryvu sa nachádza v gravitačnom minime s plochou okolo 1 km<sup>2</sup>, ktoré v hĺbke indikuje ľahšie, pravdepodobne granitoidné teleso. Nie je vylúčené bohatšie zrudnenie apikálnych častí žulového telesa.

Zistenie Sn-zrudnenia v Dlhej doline potvrdzuje predpoklad, že vysokotermálna mineralizácia v Spišsko-gemerskom rudohorí má regionálny rozsah.

Doručené 3. VII. 1978

*Geologický prieskum  
Spišská Nová Ves*

S P R Á V Y

## Kvantitatívna mineralogická analýza rudnianskeho sulfidického koncentrátu

(4 obr. a 5 tab. v texte)

I. ROJKOVIČ — J. KRÁL — J. MIHALOV\*

### Количественный минералогический анализ руднянского сульфидного концентрата

Количественно-минералогическое изучение сульфидного концентрата обогатительной фабрики Рудняны (Железо-рудне бане) проводилось на оборудования „КВАНТИМЕТ-720“. К концентрате были установлены в основном следующие сульфидные минералы: тетраэдрит, халькопирит и пирит. Количественный минералогический анализ подтверждает или же соответствует химическому анализу того-же концентрата. Основная часть ртути в этом концентрате приурочивается тетраэдриту, менее киновари.

### Quantitative mineralogy of the sulphidic concentrate from the Rudňany deposit (East Slovakia)

A quantitative mineralogical appraisal of the sulphidic concentrate from the Rudňany preparation plant was made using Quantimet — 720 apparatus. Most abundant sulphides of the concentrate are tetraedrite, chalcopyrite and pyrite. Results of the quantitative mineralogical analysis are in good accordance with chemically estimated element content of the concentrate. Tetraedrite, less cinnabar bound prepondary part of mercury in the sulphidic concentrate.

Na zistenie minerálneho zloženia sulfidického koncentrátu sme odobrali vzorku z rudnianskej úpravne, predstavujúcu priemer za jún 1976. Podobne sme odobrali vzorky vsádzok, flotátov a ostatných produktov a medziproduktov rudnianskej úpravne. Vzorky pripravili pracovníci odboru riadenia akosti a technologickej skupiny z úpravne pod vedením Ing. Maláka.

Zastúpenie opakových minerálov v sulfidickom koncentráte sme kvantitatívne analyzovali na prístroji Quantimet-720 a rtg difrakčnou analýzou. Tú istú

---

\* RNDr. Igor Rojkovič, CSc., RNDr. Ján Král, Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 886 25 Bratislava.

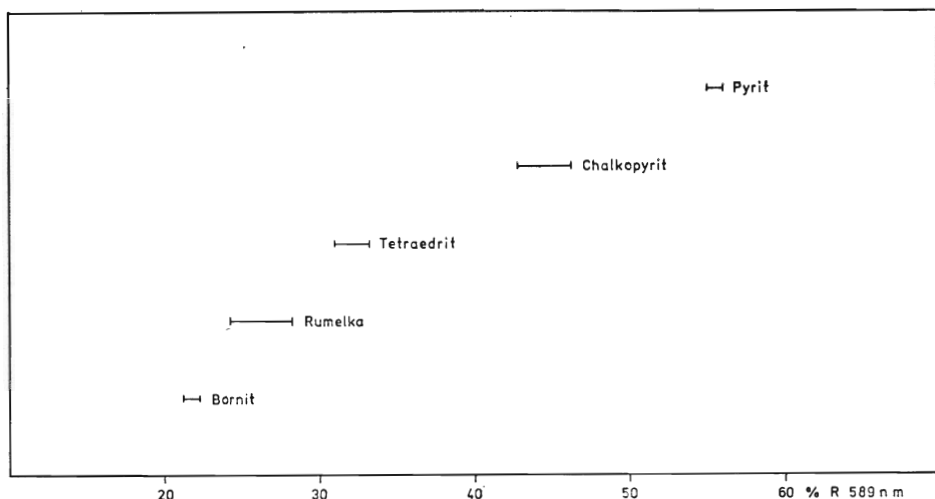
P. g. Ján Mihalov, Železorudné bane, 053 23 Rudňany.



vzorku sme analyzovali chemicky a urobili sme kontrolné prepočty minerálneho zloženia.

Prístroj Quantimet QTM-720 sa skladá z optickej a elektronickej časti. Systémy umožňujú analyzovať fázy rozličnej odrazovosti, resp. sivosti v odrazenom aj prechádzajúcom svetle. Jednotlivé fázy odlišuje diskriminátor, ktorý umožňuje analyzovať fázy od najsvetlejšej po najtmavšiu a naopak.

Vďaka rozdielnej odrazovosti študovaných opakových minerálov (obr. 1) bolo možno odlíšiť všetky významnejšie sulfidické minerály, t. j. pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, rumelku a bornit. Priehľadné minerály (zastúpené predovšetkým sideritom, kremeňom a barytom) sme analyzovali spoločne.



Obr. 1. Hodnoty odrazovosti (R) vybraných minerálov podľa M. Tarkiana (1974)

Fig. 1. Reflectivity values (R) of selected minerals according to M. Tarkian (1974).

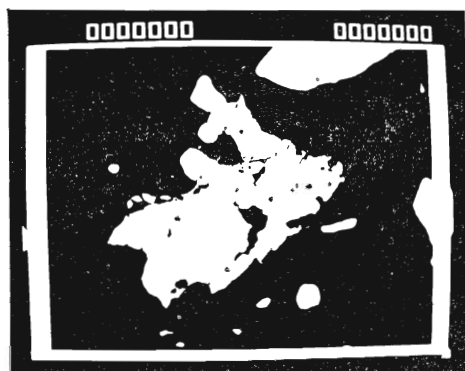
Práškové preparáty vybrané na analýzu prístrojom Quantimet v odrazenom svetle sme zaliali do polyesteru a brúsili jemným brúsnym prachom SIC 1000 a 1200. Po vybrúsení sme ich leštili diamantovou pastou so zrnitosťou 15, 7, 3, 1 a 0,25 mikrometra. Tak sme získali preparáty prakticky bez reliéfu, preto sa pri analýze odrazovosť toho istého minerálu významnejšie nemenila. Prístroj je schopný analyzovať zrná s priemerom vyšším ako 1 mikrometer, čo pred-

Obr. 2. a — Obraz sulfidického koncentrátu bez diskriminácie odrazovosti opakových minerálov; b — pyrit; c — pyrit a chalkopyrit; d — pyrit, chalkopyrit a tetraedrit; e — pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a bornit; f — pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, bornit a priehľadné minerály.

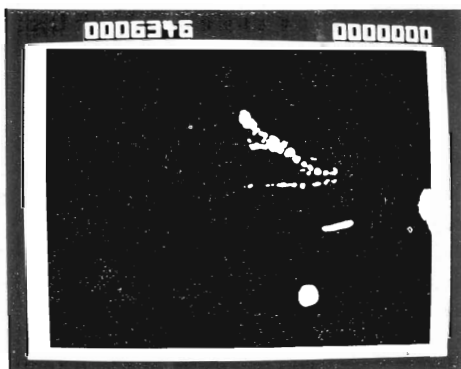
Rozmer obrazovky 184×245 mikrometrov. Číslo v ľavom hornom okraji reprezentuje podiel analyzovaných minerálov na 500 000 bodov.

Fig. 2. a — Image of the sulphidic concentrate without the discrimination of reflectivity of opaque minerals, b — pyrite, c — pyrite with chalcopyrite, d — pyrite, chalcopyrite and tetraedrite, e — pyrite, chalcopyrite, tetraedrite and bornite, f — pyrite, chalcopyrite, tetraedrite, bornite and transparent minerals. Display size 184×245 micrometers. Number in left upper corner represents the share of analysed minerals in 500,000 points.

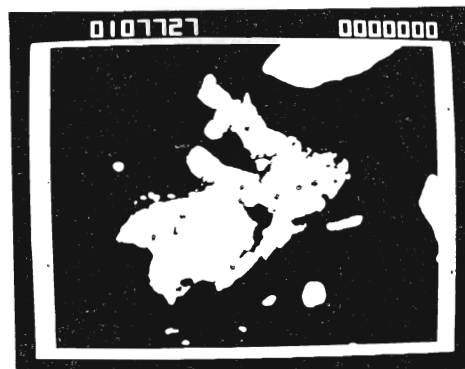
stavuje podstatnú časť koncentrátu. Na kontrolu sa prach získaný zo sulfidického koncentrátu pomocou ultrazvuku analyzoval rtg difrakčnou analýzou. Záznam z analýzy bol rovnaký (včítane výšky intenzít) ako záznam hrubšej frakcie sulfidického koncentrátu. Možno teda predpokladať, že minerály sú v jednotlivých zrnitostných frakciách sulfidického koncentrátu zastúpené v podstate rovnako. Zrornosť flotačného koncentrátu veľmi kolíše. Našli sa



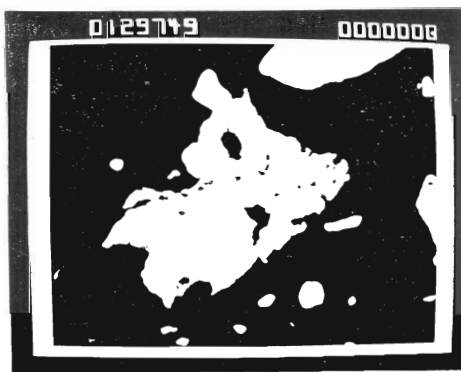
a



b



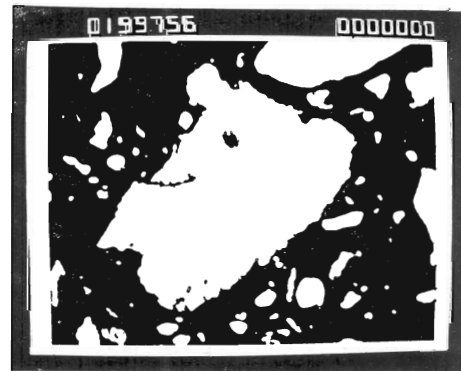
c



d



e



f

zrná veľké až okolo 100 mikrometrov, najčastejšie sa však veľkosť zŕn pohybuje okolo 10 mikrometrov. Pre zrnitosť preparátu bolo na analýzu v optickom systéme najvhodnejšie 280-násobné zväčšenie, čo na obrazovke Quantimetu predstavovalo 840-násobné zväčšenie. Rozmer obrazovky (analyzovanej plochy) teda pri danom zväčšení predstavuje  $184 \times 245$  mikrometrov. Analyzovanú plochu prístroj rozkladá na 500 000 bodov. Diskrimináciou istej odrazovosti prístroj automaticky spočítava body vybranej fázy v ľavom hornom okraji obrazovky. Výsledná plocha istej fázy predstavuje počet jej bodov bez ohľadu na to, či ide o zrno flotačného koncentrátu, ktoré je agregátom viacerých minerálov (obr. 2) alebo len jedného minerálu (obr. 3).

Podľa odrazovosti študovaných minerálov bol takýto postup analýzy sulfidického koncentrátu: 1. pyrit, 2. pyrit a chalkopyrit, 3. pyrit, chalkopyrit a tetraedrit, 4. pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a rumelka, 5. pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, rumelka a bornit, 6. predchádzajúce opakové minerály a priehľadné minerály.

Drobné zrná podradnejších minerálov, ako je rumelka a bornit, sme často analyzovali osobitne pomocou selektora plochy, aby sa ich plocha stanovila čo najpresnejšie. Percentuálne plošné zastúpenie minerálov sme vypočítali z celkovej plochy opakových a priehľadných minerálov, takže sa vždy odpodčítaním predchádzajúcej fázy od stanovenej vypočítala plocha jednotlivých minerálov.

Podľa kvantitatívnej analýzy plošného zastúpenia minerálov je najhojnejším sulfidom ložiska tetraedrit, v menšej miere chalkopyrit a pyrit (tab. 1). Tieto tri sulfidy tvoria 75,20 plošných percent sulfidického koncentrátu. V malom množstve sme zistili rumelku, bornit a sporadicky aj hematit a magnetit. Dost znečistený je priehľadnými minerálmi (siderit, kremeň a baryt).

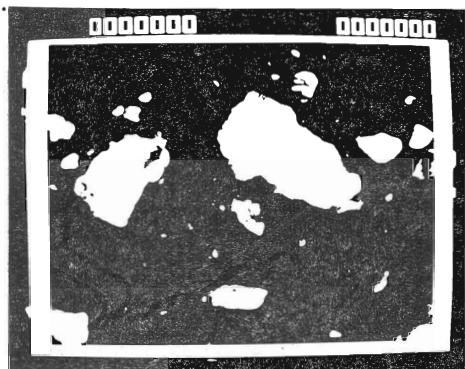
Kvantitatívne meranie zastúpenia sme vykonali na piatich krúžkoch s priemerom 25 mm, t. j. s plochou  $491 \text{ mm}^2$ . Merať pomerne veľkú plochu treba najmä vzhľadom na zriedkavejšie vystupujúce minerály. Štatisticky sme overili, že na meranie troch hlavných sulfidov stačí merať plochu  $20 \text{ mm}^2$ . Napríklad relatívne zastúpenie tetraedritu, chalkopyritu a pyritu (na 100 %) je podľa výsledkov uvedených v tabuľke  $52,0 : 28,3 : 19,8$ , zatiaľ čo podľa kontrolného merania plochy  $20 \text{ mm}^2$  je pomer týchto troch sulfidov  $50,8 : 26,5 : 22,3$ . Rovnomerné vystupovanie hlavných minerálov potvrdzujú aj ich frekvenčné krivky (obr. 4).

Rtg difrakčná analýza sulfidického koncentrátu zodpovedá zistenému plošnému zastúpeniu. Záznam zachytil najsilnejšie línie tetraedritu, chalkopyritu,

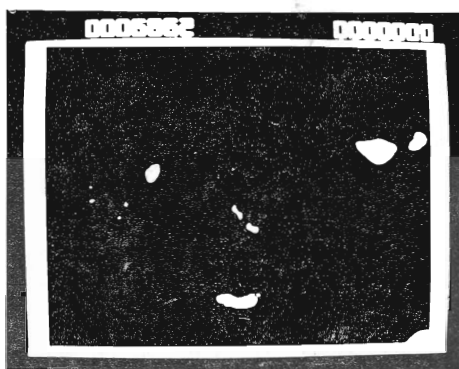
Obr. 3. a — Obraz sulfidického koncentrátu bez diskriminácie odrazovosti opakových minerálov; b — pyrit; c — pyrit a chalkopyrit; d — pyrit, chalkopyrit a tetraedrit; e — pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a rumelka; f — pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, rumelka a priehľadné minerály. Rozmer obrazovky  $184 \times 245$  mikrometrov. Číslo na ľavom hornom okraji reprezentuje podiel analyzovaných minerálov na 500 000 bodov.

Fig. 3. a — Image of the sulphidic concentrate without discriminated reflectivity of opaque minerals, b — pyrite, c — pyrite and chalcopyrite, d — pyrite, chalcopyrite and tetraedrite, e — pyrite, chalcopyrite, tetraedrite and cinnabar, f — pyrite, chalcopyrite, tetraedrite, cinnabar and transparent minerals. Display size  $184 \times 245$  micrometers. Number in left upper corner represents the share of analysed minerals in 500,000 points.

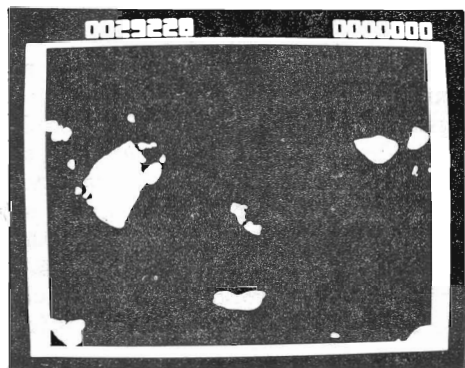
pyritu, sideritu a kremeňa. Intenzita najsilnejších čiar týchto minerálov v podstate zodpovedá ich plošnému zastúpeniu v celkovom sulfidickom koncentráte aj v jeho prachu (tab. 2). Minimálna detekčná schopnosť použitého rtg difrakčného prístroja Phillips sú 3 váhové percentá minerálu. Preto ostatné minerály zistené v nábrusoch sulfidického koncentrátu Quantimet nezachytil, aj keď v niektorých prípadoch sa línie málo koncentrovaných minerálov môžu s hlavnými minerálmi sulfidického koncentrátu prekrývať.



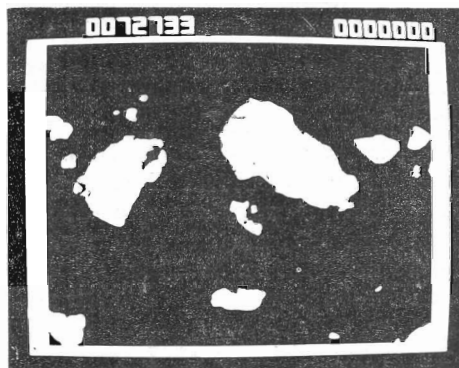
a



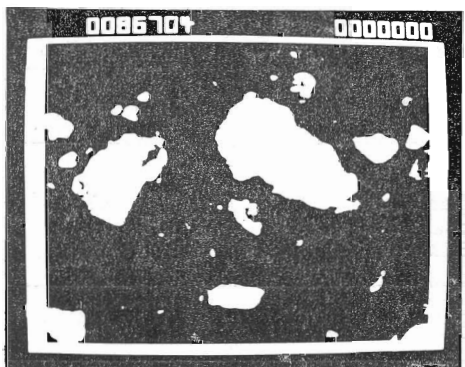
b



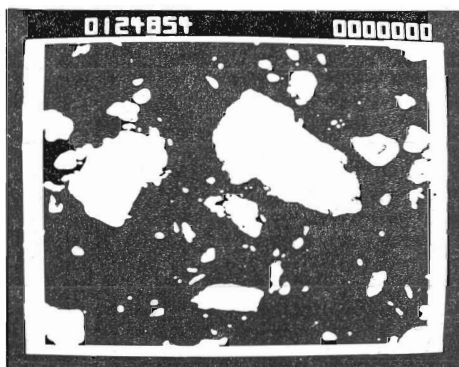
c



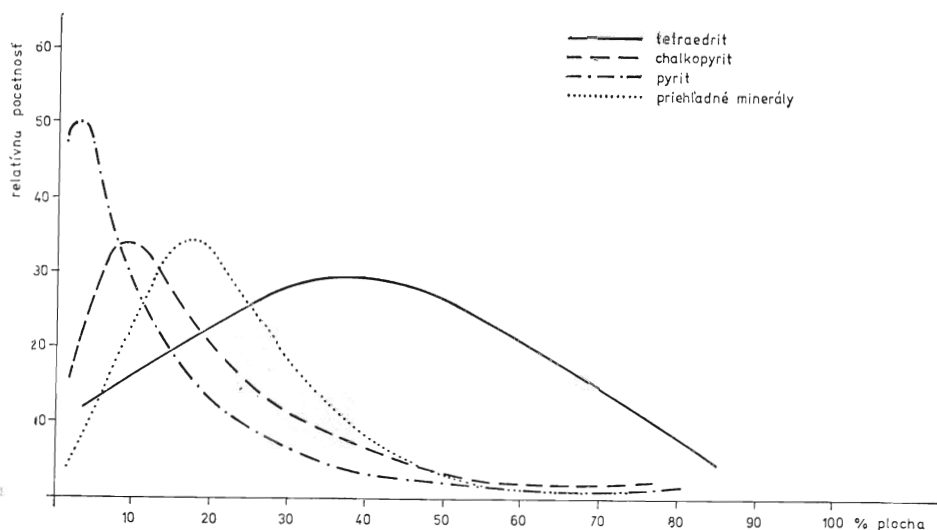
d



e



f



Obr. 4. Frekvenčné krivky tetraedritu, chalkopyritu, pyritu a priehľadných minerálov v sulfidickom koncentráte

Fig. 4. Frequency curve of tetraedrite, chalcopyrite, pyrite and of transparent minerals in the sulphidic concentrate.

Chemická analýza sulfidického koncentrátu z tej istej vzorky (jún 1976) sa vykonala v laboratóriách Železorudných baní v Rudňanoch (tab. 3).

Na základe chemickej analýzy sme sa pokúsili vypočítať minerálne zastúpenie. Prepočet sme začali tetraedritom, lebo Sb sulfidického koncentrátu sa celé viaže na tetraedrit. K Sb sme pripočítali ostatné prvky v množstve ekvivalentnom priemernému zloženiu tetraedritu (tab. 4). Vzorky tetraedritov sú zo súčasne dobývaných priestorov, a preto z nich vypočítaný priemerný obsah možno pokladať za priemerné zloženie tetraedritu v sulfidickom koncentráte. K analyzovanému obsahu 6,64 Sb sa takto vypočítalo (vo váhových percentách) 14,28 Cu, 3,39 Hg, 0,94 Fe, 0,25 Bi, 1,91 As, 8,77 S a 0,29 Zn. Súčet váhových percent tetraedritu je 36,47.

*Kvantitatívne plošné zastúpenie  
minerálov v sulfidickom koncentráte*

Tab. 1

| Minerál             | Plocha v % | Minerál  | Plocha v % |
|---------------------|------------|----------|------------|
| tetraedrit          | 39,12      | bornit   | 0,85       |
| priehľadné minerály | 22,89      | rumelka  | 0,22       |
| chalkopyrit         | 21,25      | magnetit | 0,04       |
| pyrit               | 14,83      | hematit  | 0,03       |
| Súčet               |            |          | 99,23      |

Analyzoval J. K r á l

| Sulfidický koncentrát |       |    |       |    |       | min. I d |    |       | min. I d |    |       |
|-----------------------|-------|----|-------|----|-------|----------|----|-------|----------|----|-------|
| a                     |       | b  |       | c  |       |          |    |       |          |    |       |
| 3                     | 3,366 | 6  | 3,353 | 6  | 3,366 | Qz       | 10 | 3,34  | ccp      | 10 | 3,03  |
| 10                    | 3,089 | 10 | 3,033 | 10 | 3,035 | td       | 10 | 3,00  |          |    |       |
| 6                     | 2,834 | 6  | 2,791 | 6  | 2,799 | sid      | 10 | 2,791 |          |    |       |
| 3                     | 2,717 | 2  | 2,709 | 2  | 2,724 | py       | 8  | 2,696 | ccp      | 6  | 2,60  |
| 2                     | 2,617 | 2  | 2,614 | 2  | 2,622 | td       | 6  | 2,61  |          |    |       |
| 2                     | 2,427 | 2  | 2,451 | 2  | 2,434 | py       | 8  | 2,417 |          |    |       |
| 2                     | 2,221 | 1  | 2,214 | 1  | 2,220 | py       | 7  | 2,206 | Qz       | 5  | 2,45  |
| 1                     | 2,134 | 1  | 2,124 | 2  | 2,136 | sid      | 7  | 2,135 | Qz       | 5  | 2,280 |
| 1                     | 1,919 | 1  | 1,916 | 1  | 1,919 | py       | 6  | 1,908 | Qz       | 5  | 2,123 |
| 4                     | 1,857 | 4  | 1,855 | 4  | 1,858 | ccp      | 10 | 1,855 |          |    |       |
| 3                     | 1,842 | 2  | 1,844 | 2  | 1,837 | td       | 10 | 1,839 |          |    |       |
| 3                     | 1,636 | 1  | 1,636 | 1  | 1,638 | py       | 10 | 1,629 |          |    |       |
| 2                     | 1,579 | 2  | 1,576 | 2  | 1,577 | td       | 8  | 1,568 |          |    |       |

Vysvetlivky: td — tetraedrit, ccp — chalkopyrit, py — pyrit, sid — siderit, Qz — kremeň (línie podľa V. I. Michejeva 1957). a — sulfidický koncentrát vcelku, b — jemnejší prach zo sulfidického koncentrátu oddelený ultrazvukom, c — podiel sulfidického koncentrátu po oddelení prachovej frakcie

Chemická analýza sulfidického koncentrátu  
(váhové %)

Tab. 3

|                  |       |                                |       |
|------------------|-------|--------------------------------|-------|
| Cu               | 21,38 | BaSO <sub>4</sub>              | 3,22  |
| SiO <sub>2</sub> | 4,02  | TiO <sub>2</sub>               | 0,13  |
| Hg               | 3,97  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,12  |
| Fe               | 20,70 | Mn                             | 0,12  |
| Sb               | 6,64  | Zn                             | 0,346 |
| Bi               | 0,40  | Pb                             | 0,017 |
| As               | 1,76  | Na <sub>2</sub> O              | 0,02  |
| CaO              | 0,30  | K <sub>2</sub> O               | 0,28  |
| MgO              | 0,41  | Cd                             | 0,003 |
| S (sulf.)        | 26,65 | P                              | 0,17  |
| S (celk.)        | 26,95 | Ag (g/t)                       | 460   |
| Súčet            |       |                                | 91,95 |

Analyzovalo laboratórium Železorumných baní Rudňany.

Pretože bornit je v ložisku zastúpený podradne, zvyšných 7,10 % Cu sme prepočítali na chalkopyrit a podľa stechiometrie sa viaže 7,16 S a 6,24 % Fe. Zvyšné Hg, ktoré ostalo z tetraedritu, predstavuje len 0,58 % a viaže sa na rumelku a 0,09 % S. Zvyšná sulfidická síra (10,63 %) sa viaže na 9,26 % Fe v pyrite. Ostatné Fe (4,26 %) sme prepočítali na najčastejší nesulfidický Fe-minerál žilnej výplne, na siderit, a predstavuje 8,82 %. Ostatné neprepočítané zložky, ako je napríklad MgO, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O atď., predstavujú len 3,08 % a viažu sa prevažne na silikáty a azda aj na siderit. Kvantitatívne mineralogické zloženie sulfidického koncentrátu prepočítané z chemickej analýzy sa dobre zhoduje s kvantitatívnym zastúpením zisteným Quantimetom (tab. 1, 5). Vcelku

*Priemery a smerodajné odchýlky tetraedritov  
analyzovaných rtg mikroanalyzátorom*

Tab. 4

| Prvok ( $\%$ ) | $\bar{x}$ | s   |
|----------------|-----------|-----|
| Sb             | 18,8      | 2,3 |
| Ag             | 0,1       | 0,1 |
| As             | 5,3       | 1,5 |
| Bi             | 0,7       | 0,6 |
| Cu             | 39,4      | 3,0 |
| Fe             | 2,7       | 1,9 |
| Zn             | 0,8       | 0,7 |
| Hg             | 9,4       | 6,5 |
| S              | 24,3      | 1,0 |

Údaje vypočítané zo 41 vzoriek.

*Kvantitatívne zastúpenie minerálov  
sulfidického koncentrátu vypočítané  
z chemickej analýzy*

Tab. 5

| Mineral                            | Chemická analýza |             |
|------------------------------------|------------------|-------------|
|                                    | skutočná         | na 100 $\%$ |
| tetraedrit                         | 36,47            | 37,72       |
| chalkopyrit                        | 20,50            | 21,21       |
| pyrit                              | 19,89            | 20,58       |
| rumelka                            | 0,67             | 0,69        |
| bornit                             |                  |             |
| magnetit                           |                  |             |
| hematit                            |                  |             |
| +siderit                           | 8,82             | 9,12        |
| +baryt                             | 3,22             | 3,33        |
| +kremeň                            | 4,02             | 4,16        |
| +neprepočítané<br>komponenty       | 3,08             | 3,19        |
| prieľadné<br>minerály<br>(alebo +) | 19,14            | 19,80       |
| Súčet                              | 96,67            | 100,00      |

možno pomerne dobre porovnávať plošné zastúpenie s váhovým, lebo špecifická váha hlavných sulfidických minerálov je veľmi blízka (A. G. Betechtin 1955): tetraedrit 4,4—5,4, chalkopyrit 4,1—4,3 a pyrit 4,9—5,2 g/cm<sup>3</sup>. Korekcia je však nevyhnutná pri rumelke, lebo jej špecifická váha (8,09—8,20 g/cm<sup>3</sup>) je približne dvojnásobná ako pri spomenutých sulfidoch. Plošné zastúpenie rumelky preto treba na lepšie porovnanie s váhovými percentami vynásobiť dvakrát. Rozdiel je potom len 0,2—0,3  $\%$ . Obidva spôsoby však potvrdili, že hlavným nositeľom Hg v sulfidickom koncentráte je tetraedrit, nie rumelka. Nepatrne zvýšený váhový podiel Hg oproti plošnému môže spôsobovať aj prítomnosť rýdzej ortuti, ktorá sa, prirodzene, v nábrusoch pre plošnú analýzu nemohla zachytiť. Naše výsledky sa podstatne odlišujú od vý-

sledkov Geologického prieskumu Spišská Nová Ves v práci O. Čejchana — M. Bízovej (1973), podľa ktorej zásoby Hg reprezentuje 5—10 % rýdza ortuť, 25—33 % tetraedrit a rumelka 60—70 % Hg. V priemernej vzorke rudy z 13. obzoru-západ (analyzoval P. Novotný et al. 1968), kde je obzvlášť bohato zastúpená rumelka, je pomerné zastúpenie Hg v rýdzej ortuti 1, v rumelke 52 a v tetraedrite 46 %. Uvedené podporuje naše výsledky z celého ťažobného poľa, v ktorom je rumelka zastúpená v podstatne menšej miere. Predpokladáme, že sa v súčasne dobývaných priestoroch rumelka koncentruje vo väčšej miere len lokálne. Tetraedrit je nielen bežným, lež aj hojným sprievodným minerálom sideritovo-barytovo-kremeňovej žily, pričom priemerný obsah Hg v tetraedrite v súčasne dobývaných priestoroch, včítane najhlbších, kolíše okolo 10 váhových %.

Obsah opakových minerálov v ostatných produktoch a medziproduktoch rudnianskej úpravne je veľmi nízky. V leštených nábrusoch práškových preparátov sme zistili len veľmi nízky obsah tetraedritu a chalkopyritu, pyritu a hematitu. Preto sme obsah týchto minerálov spočítali iba súhrnne. Ich plošný obsah v percentách bol vo vsádzke sideritu 0,15, barytu 0,10, v piesku po tyčovom mlyne sideritu 0,22 a barytu 0,10, v sideritovom magnetickom podiele 0,11, v sideritovom nemagmatickom podiele 0,22, v barytovom magnetickom podiele 0,04 a v barytovom nemagmatickom podiele 0,10.

Doručené 6. 4. 1978

Odporúčila L. Drnzíková

#### LITERATÚRA

- Betechtin, A. G. 1955: Mineralógia. Bratislava, Slov. vyd. tech. lit. 799 s.  
 Čejchan, O. — Bízová, M. 1973: Fázová analýza sloučenín antimonu v produktoch rudnianskej rúťovny. 1. časť. Praha, ÚVH. 89 s.  
 Michejev, V. J. 1957: Rentgenometrický opredelitel' mineralov. Moskva. 868 s.  
 Novotný, P. — Komárková, E. — Padák, V. 1968: Fázová analýza minerálov rtuti v rudě z lokality Rudňany II Západ. [Záverečná správa za roky  
 Tarkian, M. 1974: A key-diagram for the optical determination of common ore minerals. Minerals Sci. Engng, vol. 6, No 2, pp. 101—105.

#### AKTUALITY

##### Poznámky ku genéze variských magmatitov Západných Karpát

(Tézy referátu predneseného na zasadnutí Komisie 4 Mnohostranných dohôd  
 akadémií socialistických štátov 15. 5. 1978 v Košiciach)

#### DUŠAN HOVORKA

Úplne prevládajúcim typom plutonických hornín jadrových pohorí a veporidných zón Slovenského rudohoria sú biotitické granodiority — tonality. Tvoria provinciu variských neskorokinematických anatektických masívov. Typy označujúce sa ako „ďumbiersky“, „vysokotatranský“, „sihlianský“ a i. vznikli úplnou anatexiou základného a zároveň výrazne prevládajúceho typu metamorfítov predkarbónskeho veku — biotitických plagioklasových pararúl metadrobového pôvodu. O anatektickom pôvode



základných typov magmatitov uvedených jednotiek svedčia geologické (pozoľný prechod plutonitov cez hybridné zóny do migmatitov až biotitických plagioklasových pararúl v prípade autochtónnych masívov), geochemické (identita chemického zloženia základných horninových typov plutonických masívov a prevládajúcich typov metamorfítov), mineralogické (prítomnosť dvoch generácií zirkónov, ich „oválné“ tvary a dorastanie mladšou generáciou tohto minerálu) a petrologické (výrazná látková a prevažne aj štruktúrna homogenosť masívov, existencia zón s výrazným tvarovým usmernením horninotvorných minerálov a i.) kritériá.

Masívy, ktoré tuhli in situ vo vzťahu k minerálnym asociáciám okolných metamorfítov fácie almandinických amfibolitov, možno označiť ako „izofaciálne“. V prípade intrúzií do komplexov metamorfítov fácie zelených bridlíc (Malé Karpaty, kohútske veporidné pásmo) majú masívy výrazne „alofaciálny“ charakter. Tie v horninách svojho plášťa spôsobili kontaktnotermickú a kontaktnometasomatickú premenu.

Draselné živce v typoch označujúcich sa ako „autometamorfované“ granity/granodiority, resp. ako „granity prašivského typu“, nepredstavujú produkt metasomatických procesov, ale kryštalizácie z magmatickej taveniny. O neskoromagmatickom pôvode draselných živcov svedčí prevažná časť doterajších zistení (prítomné prevažne karlovarsky zdvojitnené draselné živce, ich idomorfný tvar, chýbanie anchimonominerálnych „mikroklinových“ fácií masívov ako produktov pokročilej draselnej metasomatózy, prítomnosť „prašivských“ typov pegmatitov v granodioritoch základného typu, chýbanie prejavov zrudnení viažúcich sa na autometasomatické procesy v granitových masívoch a i.). V zmysle uvedeného granity tohto typu nie sú produktom mladšej intruzívnej fázy, ale produktom kryštalizácie z pôvodne jednotnej anatektickej taveniny granodioritového/tonalitového zloženia. Draselné živce neskoromagmatického pôvodu vznikli „vyplnením“ priestoru zvyškovou, alkáliami obohatenou taveninou.

Autometasomatické procesy sa v podstate už na stuhnutých minerálnych asociáciách masívov uplatnili len v obmedzenom rozsahu (vznik pneumatolytického muskovitu, kremeňa a turmalínu, príp. aj minerálov epidotovej skupiny). Intenzita a výsledok daného procesu boli vo vzťahu k hmote masívov také nepatrné, že nemôžu determinovať označenie veľkých horninových masívov jadrových pohorí a veporidných zón Slovenského rudohoria Západných Karpát.

Geologický ústav PFUK  
Gottwaldovo nám. 19  
88602 Bratislava

Doručené 20. 5. 1978

**Ing. Vladislav Pikart päťdesiatročný**



4. augusta 1978 sa dožil päťdesiatich rokov riaditeľ Inžinierskogeologického a hydrogeologického prieskumu, n. p., v Žiline Ing. Vladislav Pikart.

Narodil sa na Myjave v Senickom okrese. Stredoškolské štúdiá ukončil na priemyselnej škole strojníckej a vysokoškolské na Baníckej fakulte Vysokej školy technickej v Košiciach.

Prvé roky jubilantovej praxe patrili geologickému prieskumu ložísk nerastných surovín. V rokoch 1953—1955 zhodnotil podrobný prieskum sideritového ložiska Rúfus, Fortuna, Porče — Pivňirg a antimónového ložiska Agneška, predbežný prieskum sideritových ložísk Humel, Michal-východ a Fruktuozus a geologicky spracoval kutacie práce z rudných polymetalických, sideritových a antimónových žíl v rajóne juhovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Počas vojenskej základnej služby v rokoch 1955—1957 bol geológom v závode Staříč Geologického prieskumu Ostrava. Viedol a hodnotil podrobný geologický prieskum terajších ťažobných polí Staříč I a Staříč II a vedno s kolektívom geológov zisťoval a overoval pokračovanie produktívneho karbónu smerom na juhovýchod.

Po ukončení vojenskej služby bol opäť závodným geológom v závode Medzev vo Východoslovenskom rudnom prieskume. Tu do roku 1959 v etape podrobného prieskumu geologicky zhodnotil antimonitové ložisko Anna Sb a venoval sa geologickej problematike západného pokračovania luciabanského sideritového zrudnenia, západného pokračovania polymetalického ložiska Humel, ako aj vyhľadávaniu pozitívnych štruktúr antimónového zrudnenia v oblasti Poproč—Zlatá Idka.

V roku 1959 sa jubilant stal závodným geológom Geologického prieskumu v Rožňave. Závod v tom čase úspešne plnil rad závažných celospoločenských úloh v oblasti magnezitových surovín (ložisko Míková, Lubeník, Burda — Poproč, Mútnik), sideritových zrudnení (Nižná Slaná, šachta Gabriela) a nerudných surovín (vápenec Včeláre pre Východoslovenské železiarne, cementáreň Turna n/Bodvou, sadrovec, dekoratívny kameň).

V rokoch 1965—1968 bol V. Pikart poradcom námestníka ministra baní, metalurgie a palív na Kube. Zhodnotil tam rad významných rudných polí, napr. Marti, Sol, Libano, Ocujal, a to z aspektu možnosti maximálnej ťažby i kvality technológie spracovania v hutnom závode v Nicare.

Po návrate z Kuby až do roku 1970 viedol geologické stredisko Geologického podniku v Rožňave a potom ho poverili viesť Inžinierskogeologický a hydrogeologický podnik v Žiline. Vo funkcii riaditeľa mal Ing. Vladislav Pikart zodpovednú úlohu zabezpečiť inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum na investičné zámery 5. a 6. päťročného plánu a proporcionálny rozvoj podniku v rámci nových sfér jeho pôsobnosti. Túto úlohu plní jubilant statočne a úspešne dodnes. Podnik pod jeho vedením sa čestne vyrovnáva s úlohami plánu a získal už rad významných ocenení. V. Pikart prispel k jeho stabilizácii a vedie ho pri náročnej štrukturálnej prestavbe v záujme splnenia hlavných cieľov inžinierskej geológie a hydrogeológie vyplývajúcich z koordinácie s ostatnými rezortmi. Vďaka sústredenému úsiliu sa úspešne splnili najnáročnejšie úlohy pri prieskume hydroenergetických diel, vodárenských nádrží, dopravných trás, priemyslových komplexov, pri vyhľadávaní zdrojov obyčajnej a minerálnej vody a pri ich ochrane.

Neochabujúci jubilantov elán pri praktickej aplikácii geologických vied sa osobitne konkretizuje v inžinierskej geológii a hydrogeológii. Chápe tieto disciplíny v dynamike ich vývoja, v nevyhnutnosti čo najširšie ich uplatňovať v interakcii človeka a prírody, v geológii prostredia. Na plnenie tohto cieľa orientuje vývoj podniku, čomu má slúžiť aj úzka spolupráca so sesterskými organizáciami krajín Rady vzájomnej hospodárskej pomoci a dôraz na programové úlohy Intergeotechniky pri zavádzaní efektívnych prieskumných metód a technológií.

Ing V. Pikart je členom Slovenskej geologickej rady, kolégia riaditeľa Slovenského geologického úradu a vedeckej rady Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského. Za statočnú prácu a príkladnú iniciatívu ho v roku 1972 vyznamenali Radom červenej hviezdy práce.

Prípájame sa k dlhému radu tých, čo na päťdesiate narodeniny prinášajú jubilantovi úprimnú zdravicu. Želáme Ing. Vladislavovi Pikartovi pevné zdravie a mnoho síl do úspešného pokračovania v nastúpenej ceste rozvoja inžinierskogeologického a hydrogeologického prieskumu.

V. Struňák

## KRONIKA

## Nové poznatky o vedeckej činnosti Ch. A. Zipsera

O zberateľskej a vedeckej činnosti Christiana Andreja Zipsera, jedného z najvýznamnejších slovenských mineralógov, je len veľmi málo publikovaných prác zásadnejšieho významu. Výnimkou je súbornejšie dielo Františka Kubíniho z roku 1876, ktorý ako prvý zhodnotil Zipserove vedecké zásluhy. Až o storočie neskôr pri príležitosti 100. úmrtia Ch. A. Zipsera Radim Kettner v Časopise pro mineralogii v krátkom nekrológu poukázal na jeho prínos pre dejiny mineralógie na Slovensku.

V tejto súvislosti treba upozorniť predovšetkým na to, že významný podiel na jeho intenzívnom zbere a výskume minerálov na Slovensku mali rozsiahle styky s vynikajúcimi osobnosťami vtedajšej mineralogickej vedy takmer na celom svete. Najvýrečnejšie o tom hovorí jeho členstvo v 62 vedeckých spoločnostiach, ústavoch a múzeách v celej Európe. Takéto jeho styky doteraz bližšie nepoznáme, ale je predpoklad, že sa pri systematickom a cieľavedomom historickom výskume získajú nové objavy, predovšetkým zo Zipserovej korešpondencie, doteraz ešte nespracovanej, z archívnych fondov u nás aj v zahraničí.

Téma o vedeckých stykoch Ch. A. Zipsera je pokroková nielen preto, že Zipser významne prispel do rozvoja mineralogickej vedy na Slovensku, ale že popri svojej vedeckej činnosti venoval celý svoj život zberu minerálov na slovenských aj mimoslovenských náleziskách. Zberom sústavne prispieval kultúrnemu a materiálnemu povzneseniu desiatok vedeckých inštitúcií, ústavov a škôl v celej Európe, lež aj na amerických kontinentoch, čím propagoval rozmanitosť slovenských minerálov a nerastného bohatstva Slovenska.

Z jeho bohatej a rozsiahlej korešpondencie sa v Mestskom archíve v Banskej Bystrici zachovala len nepatrná časť. Ide o listy adresované Zipserovi, medzi ktorými sú aj dva od významného talianskeho mineralóga Charleho Josepha Gismondího, profesora mineralógie na univerzite v Ríme.

Písomný styk nadviazal Zipser s Gismondim 8. októbra 1822. Vyplýva to z listu zo 16. novembra 1822. Obsahom tohto listu, ako aj ďalších listov je želanie o vzájomnú výmenu minerálov, ktorá sa medzi obidvoma autormi listov uskutočnila. Zipser zasielal Gismondimu minerály z Uhorska, Sedmohradska a Banátu. Od Gismondího na výmenu mohol dostať minerály z Talianska. Po smrti Gismondího A. Zipser korešpondoval s jeho žiakom a nástupcom, profesorom P. Carpiom.

Záverom treba uviesť, že tento, aj keď krátky písomný styk Zipsera s Gismondim, je pozoruhodný tým, že Gismondí bol začiatkom 19. storočia jedným z najvýznamnejších talianskych mineralógov. Na jeho počesť bol pomenovaný aj minerál gismondín ( $\text{Ca}[\text{AlSiO}_4]_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ ) z Capi di Bove v Taliansku, vytvárajúci polguľovité alebo stĺpcokovité agregáty s drúzovitým povrchom bielej, modrastej, až červenej farby, príp. bezfarebný.

Ivan Herčko

## LITERATÚRA

Herčko, I. 1975: K. A. Zipser — autor prvej topografickej mineralógie Uhorska. Mineralia slov., 7, č. 1—2.

- Herčko, I. 1978: Vedecké cesty a zahraničné styky slovenského mineralóga K. A. Zipsera. Zbor. Stredoslov. múzea v Banskej Bystrici, 1 (v tlači).
- Kettner, R. 1964: Christían Andreas Zipser (1783—1864). Čas. mineral. geol. 9, č. 4.
- Kubínyi, F. 1876: Doctor Cristian Andreas Zipser. Ein Lebensbild. Pest.
- Svoboda, J. F. et al. 1960: Naučný geologický slovník. I. díl. Praha.

---

MINERALIA SLOVACA roč. 10, č. 5 (47)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 3314 41—6  
Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie pod registračným číslom 9/11

Cena jedného čísla 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.



VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ  
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ  
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ  
GEOLOGICKÝ ÚRAD  
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ  
A HYDROGEOLOGICKÝ  
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ  
PRIESKUM, N. P.,  
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

