

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 эпирегцинской платформы в местах Евразийской континентальной окраины. Альпийские события независимы от герцинских. Карпаты в раннеальпийское время принадлежали, кроме некоторых передвинутых единиц современно включенных в карпатскую постройку, эпигерцинской 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. Колизия 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 самое сильное разрушение предколлизионного состояния находится в Карпатах.

Палинстатические 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 Varga, 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. 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. 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 Cainozoic 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 arisen 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 calcalcaline 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 metallogenic 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 metallogenic 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, Palealpine 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

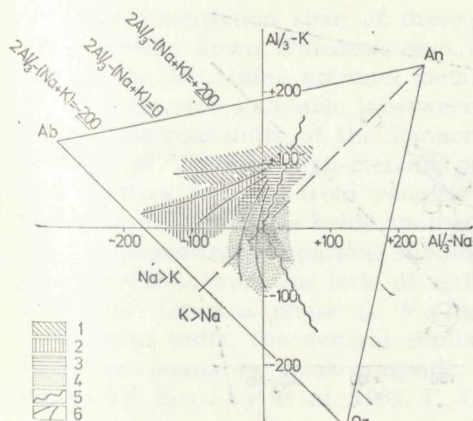


Fig. 1. H. de La Roche's diagram. Values are in atomic amounts. Areas of main eruptive associations: 1 — tholeiitic, 2 — sodalcalic associations of continental rifts, 3 — calcalcaline associations of island arcs and active continental margins, 4 — potash-alkaline associations behind island arcs (Mediterranean 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 eruptív: 1 — tholeiitická, 2 — Na-alkalická asociácia kontinentálnych riftov, 3 — Ca-alkalická

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 poľa sedimentárnych hornín, 6 — diferenciálne trendy typických eruptívnych 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. Kelm 1972, W. Krebs — H. Wachen-dorf 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. Nichols 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-

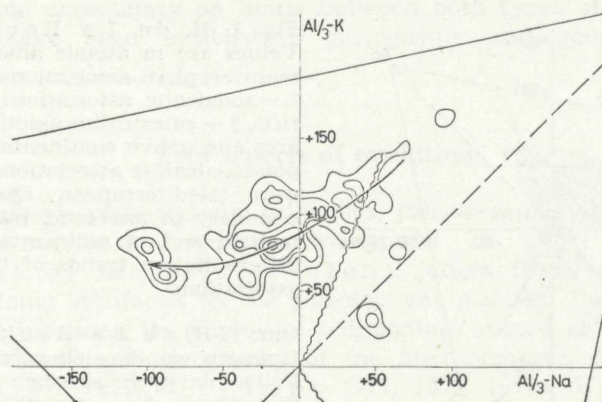


Fig. 2. Basic volcanites in the Gemeride Early Paleozoic (the Rakovec development).
Obr. 2. Báziká staršieho paleozoika gemeríd (rakovecký vývoj)

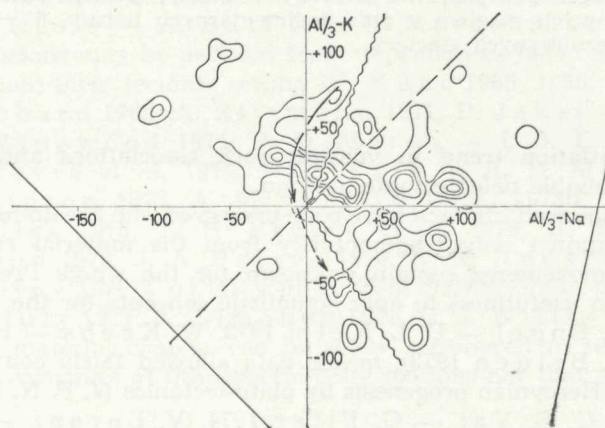


Fig. 3. Porphyroide of the Gemerides Early Paleozoic (the Gelnica development).
Mixing with sedimentogenous material is remarkable
Obr. 3. Porfyroidy staršieho paleozoika gemeríd (gelnický vývoj). Pozoruhodné je
miešanie so sedimentogénnym materiálom (tufity).

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 inbetween 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).

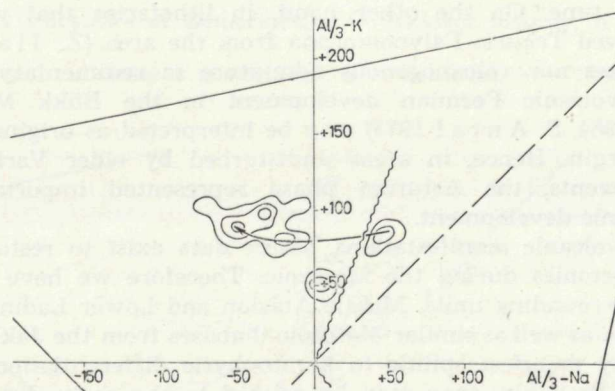


Fig. 4. Basic magmatites in the North Gemerides Carboniferous.
Obr. 4. Bázičké horniny v karbóne severných gemerid

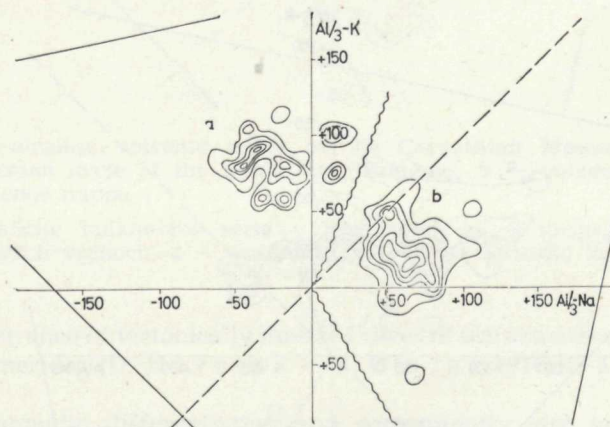


Fig. 5. Permian volcanites of West Carpathians. a — tholeiites from the Choč nappe, b — intracrustal quartz porphyries from the North Gemeride area.
Obr. 5. Vulkanity permu Západných Karpát. a — tholeiity chočského príkrovu, b — kórové kremité porfýry severných gemerid.

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 calcalcaline 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 diabases 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.

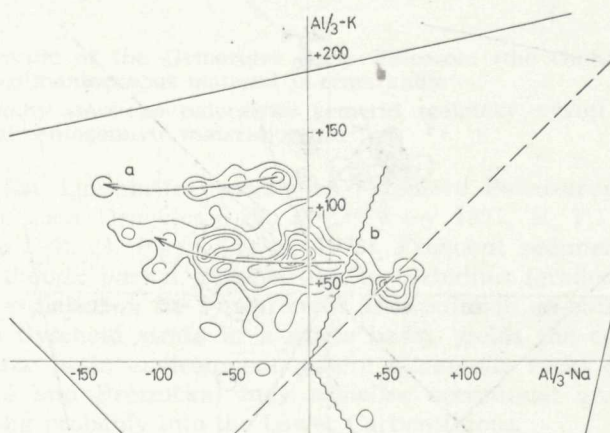


Fig. 6. Mesozoic volcanites of the Bükk Mts., Hungary. a — Lower Ladinian cycle, b — Middle Anisian cycle.

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

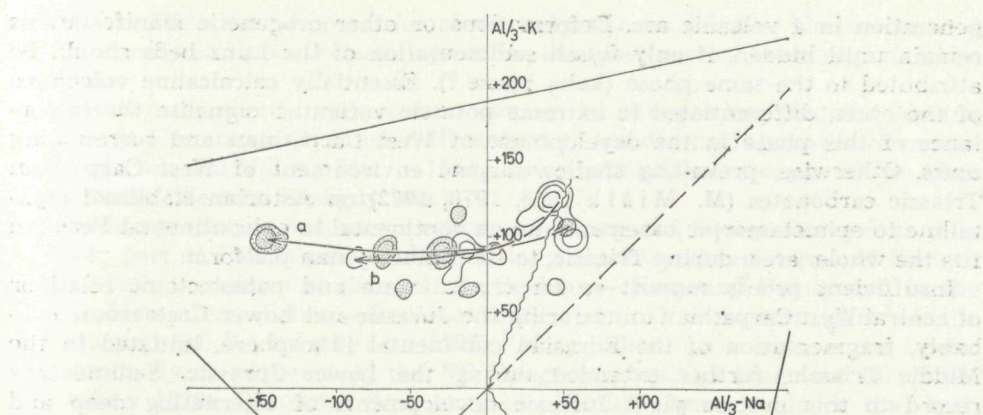


Fig. 7. Mesozoic volcanites of Gemerides. a — Jaklovce vicinity, b — Slovak karst area.

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

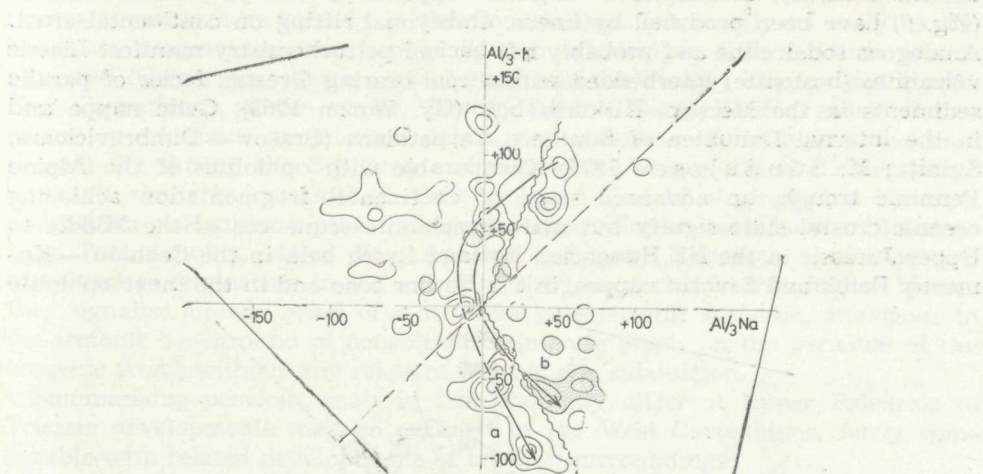


Fig. 8. Potash-alkaline volcanic series in the Carpathian Mesozoic. a — Upper Ladinian — Carnian cycle of the Bükk Mts., Hungary, b — volcanites of the West Carpathian Drienok nappe.

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. Zlocha 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 boths (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 calcalcaline 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

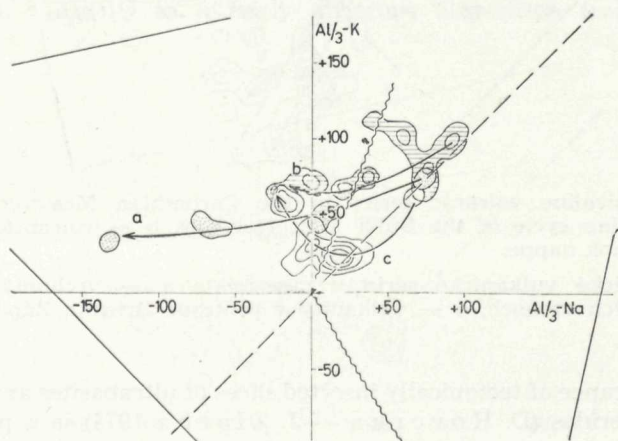


Fig. 9. Jurassic and Lower Cretaceous volcanites generated by continental rifting. a — bostonite of the Mecsek — Kiskőrös range, b — limburgite and augitite occurrences in the West Carpathians, c — teschenite of the Western Beskydy Mts.
Obr. 9. Riftové vulkanity v jure a spodnej kriede. a — bostonity v pásme Mecsek—Kiskőrös, b — limburgity a augitity jury a spodnej kriedy Západných Karpát, c — těšinity 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. Hallam 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. Prepondary part of Mesozoic units, recently incorporated into the Carpathian edifice (Tatrides, Zemplin 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 lithofacies. 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,

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. Kišpatič 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 souther margin of recently scattered collisional products between the Eurasian and African lithospheric plates: Rif (J. Kornprobst 1974) — Calabria (W. P. de Roever et al. 1967, G. Piccaretta — 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. Mahel 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. Zijdeveld et al. 1970) — Northern Alps by 60° (H. Soffel 1975) — Eastern Alps by 50°¹ (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 preponderant 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

¹ 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 (accretionary) 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 Paleogene 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 Dinaric 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. Brunne 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 Paleogene 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 Cenozoic (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. Maheľ et al. 1974, M. Săndulescu 1975) proved roughly comparable intensity of tectonic deformations in the whole length of the flysch arc.

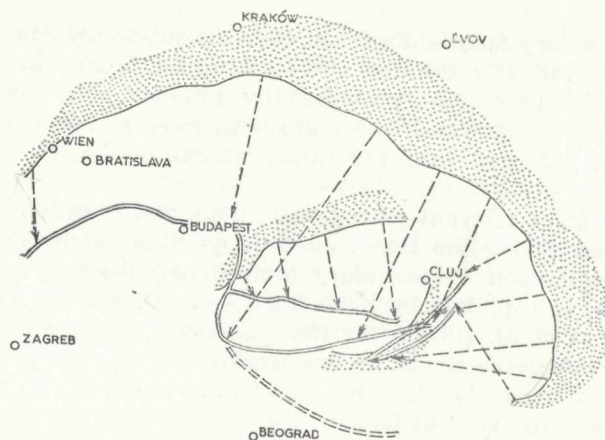


Fig. 10. Geometric approach to the reconstruction of the original breadth of the Carpathian flysch arc. Rotational movements became evident in the SE portions of the arc. Dashed double line: added minimal breadth of outer and inner Carpathian flysch belts.

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 trough), 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. Lincekaya 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. Zykov (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.

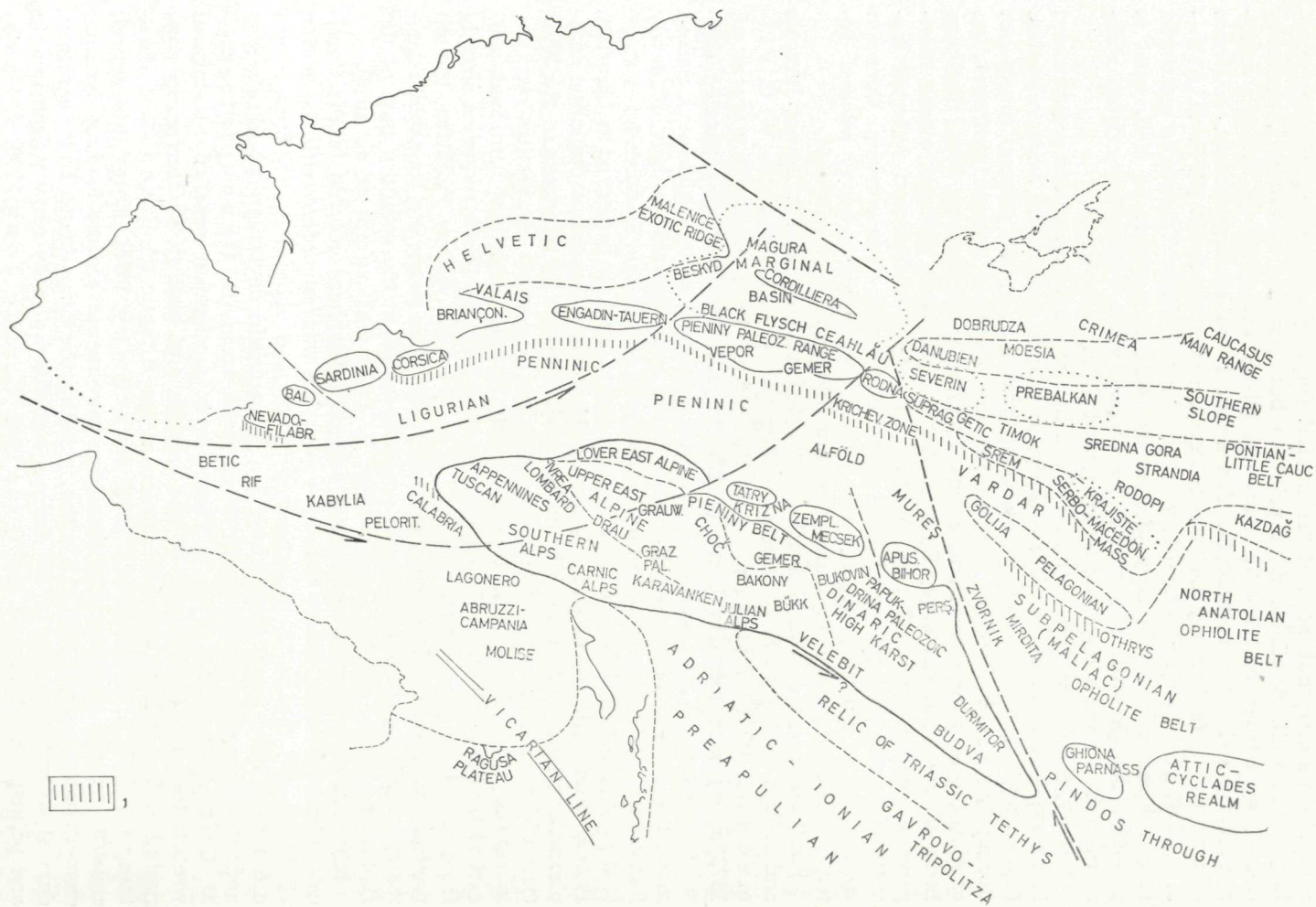
Hercynian and older crystalline occurred in the basement of the carbonate platform in its NW part whereas unmetamorphosed to epimetamorphosed Paleozoic built its majority. The southern part of the carbonate platform probably extended during the Triassic over oceanic (suboceanic?) Tethyan crust. Generation 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-

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 Tennengebirge, 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. Križáni 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 calcalcaline 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 calcalcaline 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 calcalcaline 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 — Palealpine 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 — paleoalpínske vulkanity a plutonity v ostrovnom oblúku, 2 — pásмо vysokotlakovej metamorfozy, 3 — „urgónska“ fácía organogénnych vápencov, 4 — oblasti flyšovej sedimentácie.

considerable amounts of coarse-detritic fragments and olistolits 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 counterclockwise 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. Mattaer — 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. Chrowitz — J. Geyssant 1976).

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



Fig. 14. Palinspastic schme of the Santonian. 1 — extent of the flysch sedimentation, 2 — extent of the Gossau sedimentation, 3 — relics of the high-pressure metamorphic belt.

Obr. 14. Palinspastická schéma santónu. 1 — oblasti flyšovej sedimentácie, 2 — rozšírenie gosauskej sedimentačnej oblasti, 3 — reliktý pásma vysokotlakovej metamorfózy.

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. Maheľ 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 Palealpine 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 Palealpine 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 Paleozoic 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 allochthony 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 Čierna 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 Paleozoic metamorphic and plutonic processes on these units, unknown in the Tatríde 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 Tatríde 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. Fúsan et al. 1971) drawn by I. Varga 1978. Isolines by $10^{-5} \text{ ms}^{-2} \text{ (mGal)}$, 1 — positive isonomalies, 2 — negative isonomalies
 Obr. 16. Reziđuálne anomálie gravitačného poľa Západných Karpát v hĺbke 12–20 km. Z máp regionálnych anomálií gravitačného poľa (zostavil J. Plančár 1971; in: O. Fúsan et al. 1971) zostavil I. Varga 1978. Izolínie po $10^{-5} \text{ ms}^{-2} \text{ (1 mGal)}$, 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 12th 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. 10th Congress of the CBGA. General Proceedings, Bratislava, p. 95—100.
- Andrusov, D. — Samuel, O. 1973: Cretaceous — Palaeogene of the West Carpathians Mts. 10th Congress of the CBGA, Guide to excursion E, Bratislava, Geol. Inst. D. Štúr, 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. 25th 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 tholéitiques et calco-alcalines. *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 Balkanides 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. — Zircpoli, 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 10th 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. — Maheľ, M. — Máška, M. — Matějka, A. — Svoboda, J. — Zoubek, V. 1960: Tektonický vývoj Československa. Praha, CSAV. 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 chaînes 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 Mihalicik (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 položenii zon subdukcii v Ukrajiniskich 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.
- Deleón, 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—1066.
- 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. Științ. 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 priloženie k Ukrajiniskim Karpatom. *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. 1. 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 oblasť 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 entière 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.
- Heikinián, 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. Tscherma's 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 gemeric 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: Ultrahelvetic 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 otázce 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. dtsch. 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. 10th 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 Bewegungsdiffusion 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. — Nicchols, I. A. 1976: The Permocarboneous 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.
- Maheľ, M. 1971: Základné tektonogrupy v Karpatoch, na Balkáne a v Dinaridách. *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 57, s. 43—51.
- Maheľ, 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.
- Maheľ, 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.
- Maheľ, M. 1974b: Postavenie Gemerika. *Mineralia slov.*, 7, 3, s. 33—52.
- Maheľ, M. 1975: The West Carpathians in the Alpine system. In: Maheľ, M. ed.: *Tectonic problems of the Alpine system.* Bratislava, Veda, p. 11—22.
- Maheľ, 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 príslušných 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 kriede 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.
- Márton, P. — Szalay-Márton, 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. 629—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 priekrovu. *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 ("Diabas—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.
- Piccarretta, 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.
- Roeber, W. P. de — Roeber, 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.
- Roeber, 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 alpínskej 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. Magy. 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 méditerr. (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: *Zemnaja 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 tektoničeskije 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—403.
- 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 pannonis-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 geosinklinálnych skladčatých sistem. *Bull. 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 hercýnských orogénnych fáz vo vývoji permu gemeríd. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 349—360.
- Varga, I. 1973: Mineralnyje asociacii regional'nogo metamorfizma i ich zonalnost' v Spišsko-gemerskom rudogorii. Mineralia slov., 5, 2, s. 115—134.
- Vergely, P. 1976: Chevauchement vers l'Ouest et rétrocharriage vers l'Est des ophiolites: deux phases tectoniques au cours du Jurassique supérieur — Éocrétacée dans les Hellénides 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.
- Vozár, J. 1977: Magnetické horniny tholeitické série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. Mineralia slov., 9, 4, s. 241—258.
- Walitzki, E. M. — Borschutzky, J. 1967: Über die Struktur des Natrium-Amphibols aus dem Glasbachgraben bei Schlaining, Burgenland. Anz. Österr. 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. 25th Int. Congress. Abstracts. Canberra, Vol. 3. 854 p.
- Willie, P. J. — Huang, W. L. — Stern, Ch. R. — Maa løe, S. 1976: Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallisation sequences. Canad. J. Earth Sci. (Toronto), 13, 8, p. 1007—1019.
- Zijderveld, 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—661.

Paleoalpínska geodynamika Západných Karpát

IMRICH VARGA

V ostatnom desaťročí vznikli desiatky modelov geologického vývoja alpinskej a mediteránnej oblasti vychodiacich z princípov tektoniky litosferických platní (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 a i.). Veľká ich časť zahŕňa aj oblasť Karpát (C. Roman 1971, L. Stegena 1972, M. Boccaletti et al. 1973, 1974b, M. MaheI 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 príslušná literatúra veľmi rozsiahla, niektoré základné východiská týchto modelov sa neprijímajú všeobecne. Okrem nejasností v terminológii nie sú jednotné názory na význam, rozsah účinkov, polaritu a vektory starších fáz medziplatňovej tektoniky, ani na alpínske tektonické procesy. Neprijíma sa jednotne existencia a charakter paleogénnych a neogénnych subdukcií alpsko-mediterránneho pásma. Nie je jasná úloha a význam okrajových panví (marginal basins), rozdielne sa posudzuje fragmentácia a následné posuny a rotácie mikroplatní a ich palinspastika. Otázna ostáva úloha transformných zlomov vo vývoji orogénneho pásma a iné prejavy. Preto neprekvapuje, že aj na význam a prínos platňovotektonických prístupov pre objasňovanie geologickej histórie alpsko-mediterránnej oblasti sú doteraz rozličné názory.

Časť doterajších rozporov má korene v nejednotnom chápaní procesov, ktoré pohyb litosferických platní sprevádzajú. Z toho vychodí aj nepresvedčivá 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 litosferických 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 tethydskej oblasti. Pritom nastáva subdukcia ťažšej a tenšej platne (zvyčajne s oceanickou 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 fosilné kontinentálne okraje),

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

- palingenézu a diapyrizmus 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 vyvodí ďalšiu skupinu procesov, ktoré sa pôvodne nazvali subdukciou (A. Amstutz 1955). Ide však o rádovo a kvalitatívne odlišný proces, ako boli predchádzajúce, o krustálnu subdukciu.

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 dómov alebo depresí 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 vĺn),

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

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

- redistribúciu metalogenetických rájónov, 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 závislostí 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. 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 i.) alebo paleotektonickej pozície plutonitov (J. Gilluly 1971, A. Simonen 1972, P. J. Willie et al. 1976 a i.). Ale samotné materiálové hľadisko zložité dynamiku pohybov litosferických a sublitosferických blokov úplne nevysvetľuje.

Rekonštrukcia vzájomných dynamických vplyvov litosferických segmentov, ktorá zachycuje materiálový záznam, vyžaduje použitie kinematické hľadisko. 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 variskej 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 stratigrafiou. 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 diferenciácie (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. Schlönlauß 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 jednej sedimentačnej panve najlepšie vysvetľuje predstava o vzniku staršieho paleozoika gemeríd v druhej, suboceanickej panve za ostrovným oblúkom (D. Karig 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 karbone gemeríd. Čiastočne vyplývajú z nedostatočných stratigrafických údajov. Počiatočná alkalicko-sodná tendencia diferenciácie bázičského 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 bázičských bazík zďaleka nedosahuje rozpätie staropaleozoických bázičských 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 vrchnokarbonskej formácii je rozpor medzi povahou prevládajúcich sedimentov (molasoid?) a nedostatkom sialických, kôrových vulkanitov, ktoré sa objavujú až v poastúrskom období (I. Varga 1971). Všeobecná podoba staropaleozoických a karbonských bázičských na rozdiel od ostatných jednotiek Západných Karpát hovorí o malom význame predvrchnokarbonskej 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 povestfálsky 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 suboceanických vulkanických asociácií zo staršieho paleozoika do permu až spodného triasu v južnej časti gemeríd. Perzistencia vyplývala z dovtedy predpokladaného vrchnopermského a spodnotriasového veku bázičských v meliatskej sérii. Litofácie me-

liatskej série, ktoré poskytli vrchnopermské a spodnotriasové spóry (Ž. Ilavská 1965), vulkanity ani vulkanické 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 variskeho horstva nepostihnutých intenzívnymi tektonickými procesmi starších variských fáz významným prelomom.

Na rekonštrukciu paleotektonického vývoja mezozoika Západných Karpát je v charaktere vulkanizmu málo záchytných 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 astúrske konsolidovanom kryštalinickom a čiastočne len epimetamorfovanom substráte a na kontinentálnych a epikontinentálnych vývojoch permu svedčí o príslušnosti tejto oblasti v triase k epihercynskej 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. Maheľ 1971, 1975). Hlbokomorské sedimenty však nesprevádza vyhranená asociácia bazických až ultrabázických hornín dokazujúca synchrónny vznik oceanickej kôry v podloží jurskej sedimentačnej panvy.

Limburitovo-augititové vyvreniny jury až spodnej kriedy Západných Karpát (obr. 9) sú produktom lineárneho, riftového vulkanizmu v embryonálnom štádiu. Vyhranene riftový charakter majú alkalicko-sodne 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 (Braşov — Dimbrovicioara, Sviniţa; M. Săndulescu 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 Munţii Metalliferi, vo flyšovej zóne severovýchodného Alföldu, v príkrovoch Ceahlău — Kamennyj Potok, Severin, vo vardarskej zóne a vo vnútornej dinaridnej ofiolitovej zóne. Sprezádzajú 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 paleoalpín-ských jednotiek; v bukovinskom príkrove Východných Karpát, vo vnútorných šupinách 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 oceanickými 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, ge-tický 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, vrchnoeocénnych a spodnooligo-cénnych) 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 (lunzske vrstvy). Väčšia (južná) časť tejto karbonátovej platformy patrí do tethydskej bioprovincie, kým severná, okrajová časť, s častými terigénnymi sedimentmi a s čiastočne obnaženým predtriasovým podloží (vindelický pahor), 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 oceanickými 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 juhotethydskej 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 (tatrídy, Zemplín, Mecsek, Apusenské vrchy, Bihorské vrchy a i.), predstavuje spolu s nadväzujúcimi jednotkami Alp

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 centrálnodinarскеj 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 jemno-slienitých aleulitoch 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 primykajúcich sa k centrálnym Karpátom (D. Grigorescu — N. Anatasiu 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 externých 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 zaobľukových 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 metamorfózy a serpentinitových protrúzií, melanže, pásma evaporitových diapýrov a pásma ca-alkalických vulkanoplutonických asociácií v oblastiach vysokého tepelného toku

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

Počas kriedových orogenetických procesov vznikli o. i. glaukofanitovo-serpentinové 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 alpid 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 alpidách možno kolízny okraj paleoalpínskych litosferických blokov sledovať pozdĺž severného okraja Tethydy podľa výskytov paragenéz s glaukofánom, 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). Palealpínske 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 litosferickú 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 palealpínskych rádiometrických vekov ako v austroalpiniku Východných Álp (R. Dimitrescu 1976). Preto vrchol termálnej metamorfózy palealpínskeho obdobia musel aj v Západných Karpatoch prebehnúť 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 subdukcií v Karpatoch.

Predchádzajúce argumenty svedčia o tom, že jednotky, v ktorých sa nachádzajú palealpínske vulkanity a plutonity, mali v geodynamickom pláne odlišnú paleotektonickú pozíciu ako ostatné jednotky vnútorných Karpát. Okrem faciálnych odlišností predalpínskych sérií mali aj odlišný palealpínsky geodynamický vývoj až po spodnú kriedu vrátane. Tým sa odlišujú od presunutých kôrových segmentov austroalpinika a porovnateľných jednotiek Karpát a od dinaríd. Výsledné rozmiestnenie tektonických jednotiek s palealpínskymi 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 palealpínskej litosferickej subdukčnej zóny. Vo vzťahu k dnešnému (t. j. neoalpínskemu) usporiadaniu severnej vetvy alpíd to bol úklon na jej externú stranu, pod epihercýnsku platformu Eurázie. Začiatok palealpínskej litosferickej subdukcie sa doteraz v karpatskom úseku nedá rekonštruovať (na rozdiel od počiatku krustálnych subdukcií 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. MaheI 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 bazicita, trachytické diferenciáty). V Západných Karpatoch sú z vrchnokriedového obdobia doteraz známe len K/Ar veku biotitu gemeridného granitu (cenoman – turón) a z kryštalínika veporíd, ak sa neberú do úvahy doteraz nedostatočne známe staršie alpínske veky eruptív z exotík pieňinského bradlového pásma a zriedka inde (gemeridy, Malé Karpaty). Z uvedeného sa črtá postupné omladzovanie palealpínskych vulkanických a plutonických procesov v severnej vetve alpíd 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 odňať naložené rotácie a prikrývové 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 prikrývoch (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 „fosilne 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. Zijdervelt et al. 1970), Severné Alpy o 60° (H. Soffel 1975), Východné Alpy o 50¹ (K. A. de Jong 1966, H. Förster et al. 1975).

Ciastočne 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 Álp 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 pásmom 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 (tethydskej) 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 predkladajú 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.

¹ Nové merania (H. J. Mauritsch — W. Frisch 1977) zo Severných Vápen-cových Álp naznačujú, že vo východnej časti Východných Álp 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 dinarid — 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 n 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 predterciárnej dispozície centrálnokarpatských 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. Mahe l 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 predterciárne 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 odvodenéj 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. Iano-vici et al. 1976 a i.).

Dynamiku paleoalpínskych pohybov centrálnokarpatských 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-mediteránneho 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 centrálného pásma hercyníd, od ktorého ju asi oddeľovalo pásmo plytkých morských panví. Charakteristickou litofáciou tohto obdobia bol grestenský vývoj, prekrývajúci väčšinu centrálného pásma. Severne od neho (oddelené prahom ?) boli epikontinentálne vývoje spodnej jury stabilného kontinentálneho okraja Eurázie.

Podložie karbonátovej platformy tvorilo predhercýnske a hercýnske 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 vysvetliť 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 paleoširok 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.

Grestenská 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 rohovcových vápencov až

rohovcov. V niektorých oblastiach (Bakony, stubbergske 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 počiatkovou 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 relikty v Západných Karpatoch reprezentujú príznaky prítomnosti oceanických magmatických hornín v zdrojovej oblasti albského pribradlového flyša v podobe ťažkých minerálov (I. Križani 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 objasnili geometria následných, eokriedových 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 platin. 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 počiatočných paleomagnetických a palinspastických štúdiách (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 moci 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 ZSZ (penninikum, ligúrskeho komplex, nevado-filabridy betickej kordiléry)

už nevznikli vulkanoplutonické asociácie, len pásмо vysokotlakových paragenéz. Vysvetlením je podstatne menšie množstvo subdukovanej oceanickej litosféry, vyplývajúce z odlišnej geodynamiky za pásмом lavostranných 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 pásмом 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 pásмо 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 Muntii Metalliferi) a od konca aptu aj sedimentáciu na reliktoch 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 tešinitovej asociácie Západných Beskyd, 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 alpid (subpelagónske či maliacke pásмо — 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 až V) orientované príkrovové presúvanie kolízneho geodynamického štádia v severnej vetve a presuny s opačnou vergenciou postupne zasiahli externé jednotky južnej vetvy (dinarid a helenid).

Oceanická litosféra zotrvávala, 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 lavostranných posunov západného Stredomoria s vplyvmi pravostranných posunov juhovýchodnej Európy podmienených rotáciou africkej litosferickej platne a jej severovýchodného výbežku (Arábia). Obidva 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 líniiach rovnakej orientácie (Split — Karlovac), ako predpokladajú J. Chorowitz — J. Geyssant (1976).

V priebehu vrchnej kriedy postupujúce čelo vnútorných pásiem paleokarpatského oblúka pohltilo veľkú časť reliktoov 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 dilatačné 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 vtiesňaváných 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 vtiesňavanie 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 ílovitá morská sedimentácia presahovala miestami do vnútra karpatského oblúka nad presúvané sialické segmenty a aj tu vo vrchnej kriede vznikli jemno-pelitické segmenty (kričevská zóna, alföldske flyšové pásmo).

Posledným obdobím znázorneným na palinspastickej schéme je mont (63 mil. rokov). V karpatskom oblúku sa zotrela polarita paleoalpínskej subdukčnej zóny a zanikol ostrovný 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 erupatívnej 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 vulkanoplutonickéj 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 slieň). 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 kontinuítnej 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 kládli 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 príkrovovú 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 výskyt serpentinitu v okolí Dobšinej a Jakloviec.

Další 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. Maheľ 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) tiahnúcich sa z oblasti Rechnitzského pohoria cez južnú časť Podunajskej nížiny do veporsko-gemerskej oblasti, vyznačujúcej spoločnú štruktúrnu pozíciu týchto rájónov, 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 juho-východnej 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. Križáň, 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.