

1 B 128

Mineralia slov.
12, (1980), 2, 97—130

551.24 (439 + 439 + 498)

Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance

BARTOLOMEJ LEŠKO* — IMRICH VARGA**

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

** Geologický prieskum, p. p. A-21, 040 51 Košice

(2 obr. v texte)

Doručené 28. 12. 1979

Альпские элементы в строении Западных Карпат и их значение

Новый структурный анализ и большое количество новых геофизических данных включая глубинных рефлексно-сейсмических профилей, позволили предложить новое тектоническое подразделение Западных Карпат. Впервые установлены Карпатские эквивалентные структуры отвечающие Гельветику, Пеннинику и Австроальпину. Новое деление даёт новый взгляд о Западных Карпатах и позволяет объяснить некоторые недостатки в понимании тектонического развития.

Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance

A new structural analysis and several latest geophysical data including deep reflection seismic results allowed to suggest a new tectonic subdivision of the West Carpathian architecture. Carpathian equivalent structures corresponding to the Alpine Helvetic, Penninic and Austroalpine domain were recognized. The new subdivision yields an until unaccustomed and different view on the Western Carpathians and allows to explain several gaps in their tectonic history.

Alpine units continue into the Western Carpathians. This assumption followed already from the adaptation of Lugeon's nappe con-

cept to the Carpathian structures more than 70 years ago. Since then the problem how to parallelize Alpine and Carpathian structures

arised often either in Czechoslovakia (see e. g. D. Andrusov 1968, 1975, M. Maheľ 1963, 1979a, 1979b) or in other countries of the Carpathian arch (M. Książkiewicz 1972, M. Săndulescu 1975 a. o.). Several solutions were proposed also by Alpine geologists (e. g. A. Tollman 1969, 1975, R. Trümpy 1975 a. o.). The former and recently only historically conditioned and outdated negation of the nappe structure excluded also possible interconnection of Alpine and Carpathian structures. Recent data led us again to the Carpathian propagation of Alpine structures, so more since deep crustal structures yielded surprisingly similar data from both areas.

Seismic and gravimetric data from the Western Carpathians point to the superposition of their granitoid "massifs" above a bulk of light masses interpreted even as younger sediments (Č. Tomek — J. Švancara 1977). Geophysical data and first results of deep drilling confirmed that the Pieniny Klippen belt may be not considered as the surficial manifestation of a deep-seated fault ("lineament") along the boundary of the Central and Outer Carpathians but a structure entirely involved into surficial nappes which, however, displays a peculiar role. The change in the notion of the Klippen belt induced the necessity to revise the whole Carpathian architecture asserting

Alpine principles into its interpretation.

The list of latest numerous results surpasses the possibility of the paper. But, these corroborated our opinion that the paleogeography and the successive tectonic history created comparable units in the Alps and Carpathians and specialities resulted only from peculiar and particular positions of each segment in the Alpine-Mediterranean belt. Although the present structure and positions of units originated from continuous paleogeographical belts partly differ in the Alps and the Western Carpathians, yet both areas underwent roughly the same geodynamic evolution when only intensities of single phases and the vectors of acting forces deviated. Hence, the West Carpathian paleogeographic belts may be joined to the Alpine ones recognizing the Alpine molasse, the Silesic, Penninic and Austroalpine domain individualized into independent units also in the Western Carpathians.

We emphasize mainly that the until unexplainable absence of Penninic units in the Western Carpathians (cf. A. Tollmann 1975, pp. 110 and 114) has been overcome and new data allow to compare those units which bear similar lithologies and underwent the same metamorphic overprint and structuration. By that, also similar and comparable structures originated. Newertheless, their detailed litho-

logical and stratigraphical parallelization requires further investigations.

Silesic of the Western Carpathians

The external belt of the Western Carpathians consists of nappe units of the foredeep and structural groups of the marginal and central flysch Carpathians originally defined already by J. Nowak (1927). The marginal group of the Silesic comprises the Pouzdřany and Subsilesian nappes on the W and the Stebnica and other nappes on the E. The central group comprises the Silesian nappe on the W and the Dukla, Skole, Čorna hora nappes continuing along the external margin of the Marmarosh zone into the Rumanian Eastern Carpathians.

The facial pattern and paleogeographical affinities of these nappes but also the unlike continuation of the Rhenodanubian flysch of the Eastern Alps into the Silesian and Subsilesian nappes (S. Prey 1975) led us to assimilate the sedimentation area of the Silesic into a paleogeographic domain along the platform margin of the Carpathian Mesozoic geosyncline. Therefore, nappes of the West Carpathian Silesic domain are in this sense parallelizable with the Helvetic—Dauphiné belt of the Western Alps. It seems likely that this broad paleogeographic belt has been interrupted in the area of the Eastern Alps.

The continuation of Silesic units beneath overthrust internal West Carpathian units remains until problematic and considerations are only hypothetical. Numerous seismic data indicate intensive tectonization in depths between 5—12 km across the Magura nappe and the Klippen belt. The activated slab surpasses the peak of the West Carpathian gravity minimum following roughly the outer margin of the Klippen belt and also the interface between different electric conductivity vectors. The latter runs along the Klippen belt on the SW but it occupies a more external position between Bardejov and the Vihorlat Mts. in the E. The variable seismogeological pattern of the Magura flysch nappe basement, the change in electric conductivity vectors in the depth and the presence of Jurassic reef limestone klippe at several places dragged from the Silesic basement by advancing nappes led us to assume a tectonically involved crustal slab here representing alpinotype structures (nappes) of the former platform foreland and of its Cretaceous to Cainozoic cover.

Hence, the Silesic consists of nappes built by crystalline and its epiplatform cover of Paleozoic, Mesozoic to Paleogene age (at places of even Lower Miocene age) composing neo-Alpine nappes of the Outer Carpathians. The considerable portion of Silesic nappes became buried beneath advancing in-

ternal West Carpathian nappes during the latest stages of the Alpine tectogenesis.

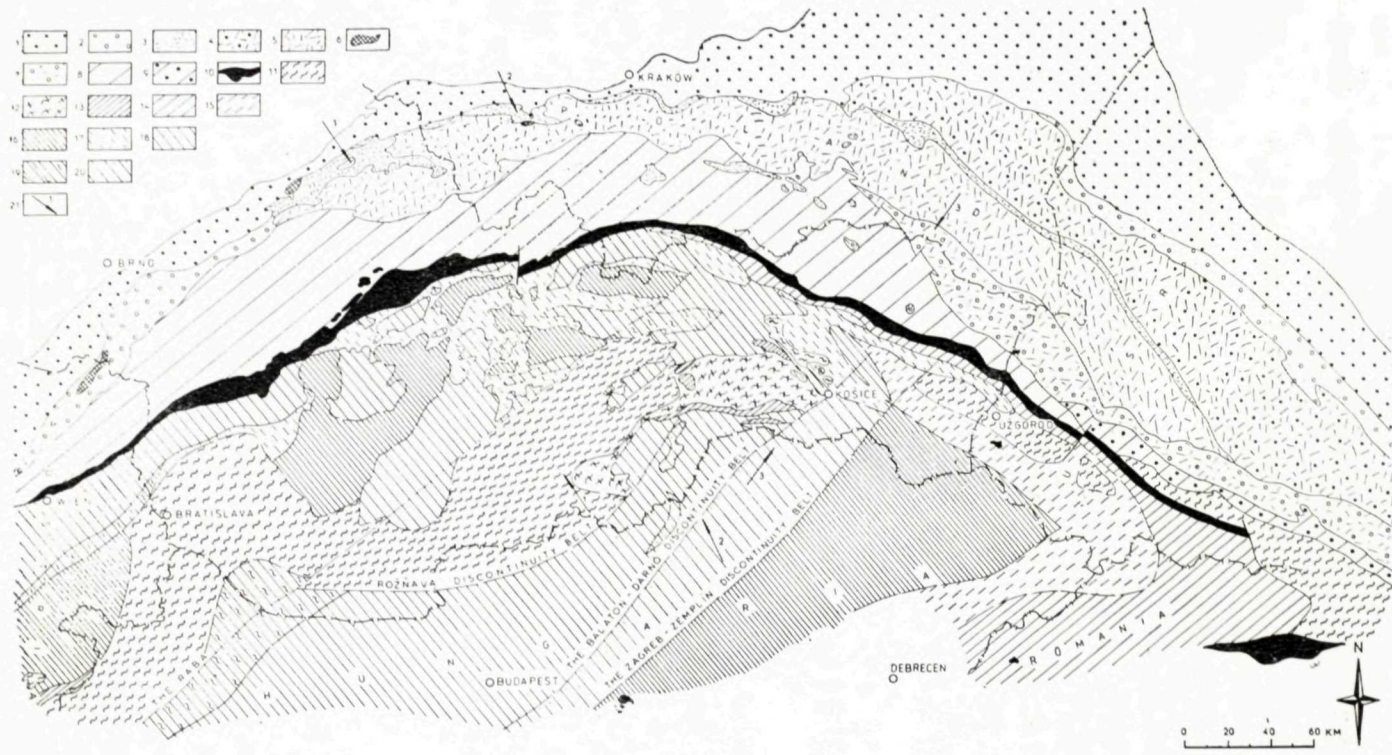
Penninic units of the Western Carpathians

The heaviest contradictions in attempts to parallelize Alpine and Carpathian structures were formerly due to the presumed absence of Penninic units in the Western Carpathians. Surely, a very general

setting of an "eugeosynclinal" domain against a more external "mio-geosynclinal" one resulted in search for such Carpathian structures which should occur beneath the Austroalpine nappes and contain huge basic to ultrabasic masses associating here with deep marine turbidites, cherts and marly sediments metamorphosed into "schistes lustrés". Notwithstanding different interpretations (e. g. R. Trümpy 1976, Fig. 2 and R. Compagnoni et al. 1977, Fig. 3), a rigid

Fig. 1. Tectonic outline of the Western Carpathians and surrounding areas. Explanations: *The platform foreland of the Western Carpathians*: 1 — slightly folded molasse of Neogene age in the platform cover. *Silesic of the Western Carpathians*: 2 — inner units of the foredeep (molasse of Neogene age, Paleogene to Mesozoic of the platform cover; the Pouzdřany, Zdánice, Stebník nappe a. o.), 3 — the Subsilesic nappe, 4 — the Skole nappe, 5 — the Silesic nappe, 6 — dragged slices of Jurassic to Lower Cretaceous at the bottom of the Subsilesic and Silesic nappes, 7 — the Dukla and Čornahora nappes. *North Penninic nappes of the Western Carpathians*: 8 — the Magura nappe, 9 — the Porkuletz, Rakhov and Ceahlau nappes. *South Penninic nappes of the Western Carpathians*: 10 — the Pieniny Klippen belt, 11 — the Vepor nappe and its equivalents, 12 — the Gemer nappe and its equivalents, 13 — the Bôrka nappe and its equivalents. *Probable Ligurian nappes of the Western Carpathians*: 14 — the Šambron-Kamenica zone, 15 — the Kričevo and Roman zone and the flysch belt in the Great Hungarian plain basement. *Austroalpine nappes of the Western Carpathians*: 16 — lower Austroalpine nappes, 17 — middle Austroalpine nappes, 18 — upper Austroalpine nappes, 19 — Paleozoic of the Grauwackenzone in the Eastern Alps and its West Carpathian equivalents, 20 — Paleozoic to Mesozoic of South Alpine development (the Bükk Mts. and equivalents), 21 — the location of deep geological profiles

Obr. 1. Tektonická schéma Západných Karpát a okolitých oblastí. Vysvetlivky: *Platformné predpolie Západných Karpát*. 1 — slabozvrásnená neogénna molasa platformného pokryvu. *Silezikum Západných Karpát*: 2 — vnútorné jednotky predhlbne, neogénna molasa, paleogén až mezozoikum platformného pokryvu; pouzdřanský, zdánický, stebnický príkrov a i., 3 — podsliezsky príkrov, 4 — skolský príkrov, 5 — sliezsky príkrov, 6 — vyvlečené útržky jury až spodnej kriedy na báze sliezkeho a podsliezkeho príkrovu, 7 — duklianský a čiernohorský príkrov. *Severopenninské príkrovy Západných Karpát*: 8 — magurský príkrov, 9 — porkulecký, rachovský a ceahláusky príkrov. *Juhopenninské príkrovy Západných Karpát*: 10 — pieninské bradlové pásmo, 11 — veporský príkrov a jeho ekvivalenty, 12 — gemerský príkrov a jeho ekvivalenty, 13 — príkrov Bôrky a jeho ekvivalenty. *Pravdepodobné ligúrske príkrovy Západných Karpát*: 14 — šambronsko-kamenické pásmo, 15 — kričevsko-románske pásmo a flyšové pásmo v podloží Veľkej maďarskej nížiny. *Austroalpinske príkrovy Západných Karpát*: 16 — spodné austroalpinske príkrovy, 17 — stredné austroalpinske príkrovy, 18 — vrchné austroalpinske príkrovy, 19 — paleozoikum drobovej zóny Východných Álp a jeho západokarpatské ekvivalenty, 20 — paleozoikum a mezozoikum juhoalpínskeho vývoja (Bukové vrchy a jeho ekvivalenty), 21 — situácia hlbinných geologických profilov



subdivision into mio- and eugeo-synclinal parts of the Alpine geosyncline seems to us as out-of-date even in the light of recent data in the Alps. There the Penninic or Penninic-Ligurian domain was also considerably dissected. Several areas within it have had continental crust in the Alpine Penninic domain, too (e. g. the Suretta, Margna, Dentblanche nappes a. o. cf. R. Trümpy 1976, J. Debelmas 1975). Recent data on the nature and chronology of the Alpine metamorphism (W. G. Ernst 1973, G. V. Dal Piaz 1974a, 1974b, J. Desmons 1977) stimulated to look for Carpathian equivalents of Penninic units not only in ocean-derived lithologies but also in the crystalline, Paleozoic and Mesozoic sequences metamorphosed at comparable conditions with lithologic sequences of the Penninic domain. The parallelization is reasoned also by similar early-Alpine age of the metamorphism (HP—LT assemblages).

According to our interpretation, the West Carpathian Penninic domain also comprised several segments of continental crust. Therefore we interpret it not only as the wide paleogeographic belt where "oceanic" spreading occurred during the Jurassic and Lower Cretaceous but where the oceanic crust and its sedimentary cover disappeared in a Paleoalpine subduction zone. This domain belongs organically to the Penninic together with the paleo-

geographic domain of the upper plate representing an active Paleoalpine island arc and a secondary basin behind it (I. Varga 1978). Hence, West Carpathian paleotectonic belts have had their partly different Alpine continuation. Nevertheless, they have similar development during the whole Triassic and also comparable Late or even Early Paleozoic complexes beneath the Triassic. Moreover and mainly, the position in the architecture and also the metamorphic overprints are the same (cf. S. Vrána 1966). The lack of Paleoalpine calcalkaline volcanoplutonic activity in the Alpine Penninic domain and its presence in the Western Carpathians is a specific feature of the latter connecting the Carpathians to the SE European continuation. On the other hand, the Neoalpine (Tauern or Lepontian) crystallisation and metamorphic event is a peculiar Alpine feature until without West Carpathian equivalent during the Eocene and Oligocene.

Consequently, two Penninic belts are distinguished in the Western Carpathians. Into the external (northern) belt we include the sedimentation area of the North Carpathian Magura nappe comparing its position with the one of the North Penninic flysch of the Western Alps and with the Rhodanubian flysch in the Eastalpine area. During the Jurassic and Lower Cretaceous, the paleotectonic

position of the Magura flysch very resembled the position of the Valaisian belt of the Western Alps. The influence of destructed ophiolites supplied into the sedimentation area well characterizes the Magura flysch sedimentation and also the Alpine North Penninic flysch sequences.

North Penninic units of the Western Carpathians

The Magura nappe

The Magura flysch creates a North Penninic unit in the Western Carpathians joining the Eastalpine Rhénodanubian flysch immediately beneath the Vienna basin. Eastwards it becomes very extensive along the whole arch of the Western Carpathians. The large Magura nappe is overthrust onto different Silesic units in the recent architecture and it wedges out but in the Ukrainian Turja valley where the Porkuletz nappe enters the same position (V. V. Glushko — S. S. Kruglov 1971) continuing externally from the Marmarosh zone into Rumania.

The homeland of the Magure nappe was located to the north from the Mesozoic domain of the Klippen belt during the Upper Cretaceous and even the Paleogene. Mesozoic sequences of the Klippen belt constituted at this time an elevation bordering the Magura basin

from South Penninic units occupying more internal positions. This elevation became part of the Klippen belt together with upper Penninic nappes and the detached Austroalpine nappes as late as the Eocene.

South Penninic units of the Western Carpathians

The Pieniny Klippen belt

The South Penninic units of the Western Carpathians arose from alpinotype tectonization of the Palealpine subduction zone (Varga 1978), its accretion prism and of the island arc occurring at that time in the West Carpathian prolongation of the Briançonnais elevation together with lithologies derived from the South Penninic Piemont trough. It is likely that several Siatic crustal slabs occurred in the West Carpathian Penninic domain as it is suggested also for the Alps. These segments were gradually incorporated into the Carpathian nappes already during the Palealpine movements.

In the recent structure of the Western Carpathians, the Klippen belt represents their extreme South Penninic element. This spectacular phenomenon is rather peculiar feature of the Western Carpathians. Its termination at the eastern margin of the Eastern Alps remains poorly explained (S. Prey 1975, A. Kröll

— G. Wessely 1973) and parallelizations with single Eastalpine paleogeographic belts remain problematic. Similar questions arise for the SE termination in the Poiana Botizei Mts. of Rumania where the Botiza nappe of Pieniny development (I. Dumitrescu 1957) exhibits an unusual SE vergency. Lithological equivalents of the Klippen belt appear farther to the SE in Rumanian Transylvan nappes and even in the southern Munții Metalliferi (cf. M. Săndulescu 1975, Fig. 17, p. 328).

The relation between beds of Cretaceous and Paleogene age in the Klippen belt is always a stratigraphic and not a tectonic one. Such relations characterize also the easternmost Poiana Botizei development (l. c.).

The uneven representation of Mesozoic tectonic units is very remarkable in the Klippen belt, too. The most complete development occurs in the Western Carpathians (D. Andrusov 1968). Jurassic to Neocomian sequences contain already only peculiar members of the Czorsztyn and Kysuca units in the Ukrainian Eastern Carpathians and only the first one extends into Rumania (M. Săndulescu 1975). We must not suppose paleogeographical disappearance of single paleogeographical belts to answer this feature. To the contrary, the extremely compressed and once broad paleogeographical belts sharing the recent architecture occupy

gradually different tectonic positions. Mesozoic lithologies of Transylvanian and Central Carpathian nappes in Rumania represent so the continuation of the Klippen belt Mesozoic domain (cf. M. Săndulescu 1975).

The outer limit of the Klippen belt between the Eastern Alps and the Turja river is created by the Magura flysch nappe or the Por-kuletz nappe of the Eastern Carpathians. Conspicuously, the setting of both towards the Klippen belt is always oblique one and of tectonic nature. Cretaceous nor Paleogene members of the Magura nappe do not participate anywhere on the structures of the Klippen belt. Clastics of Cretaceous to Paleogene age within the Klippen belt contain heavy amounts of ophiolite-derived detritus, HP—LT metamorphites, pebbles of calcalkaline magmatites yielding Jurassic to Lower Cretaceous radiometric ages accompanied by metamorphosed carbonate pebbles (R. Marschal-ko et al. 1977, M. Mišík 1978) known otherwise only from South Penninic nappes outcropping in the Central Carpathians.

Due to its position and internal architecture, the Klippen belt represents the outer and extreme South Penninic structure of the Western Carpathians. The uniqueness of the West Carpathian arc is the most striking one when comparing it with the Eastern Alps quite due to the Klippen belt. Either its paleo-

geographic belts vanished towards the Eastern Alps, or more likely, they were completely overridden by advancing Eastalpine nappes during the Pyrenean and Savic phases. A structural analogy of the Klippen belt may be seen only farther in the Western Alps where its peculiarities appear in the "Médianes" but mainly in the "Zone Submédiane" of the Préalps rehabilitated recently (M. Weidmann et al. 1976). These compose here extreme internal portions of the "Domaine Valaisienne" originated between the Ultrahelvetic and Briançonnais zone.

The structural role and the position of the West Carpathian Klippen belt corresponds to such position: it served as a "lubricant" and underlay for overthrusts of inner Penninic units onto the submerging external portions of the Carpathians during Cainozoic orogenic phases. At the temporary standstill between Mediterranean and Pyrenean movements, the Pieniny elevation exhibited a "barrier effect" towards surficial Austroalpine nappes containing mainly Mesozoic lithologies and also towards the South Penninic nappes occurring at this time already beneath the Austroalpine nappe pile. Such role explains why the plentiful "exotic" pebbles of Austroalpine provenance (Wetterstein and Halstatt limestone a. o.) and the evenly strange magmatite and metamorphite pebbles concentrated in the Súľov and

Upohlav conglomerates of the Klippen belt during the Upper Cretaceous and the Eocene (R. Marchalko et al. 1977, M. Mišík 1978). The barrier effect of the Klippen belt survived up to recent in crustal thickening from 25 km at the southern margin of West Carpathian Penninic units to 30—31 km beneath the Klippen belt. This thickening may have resulted, however, also from gradual piling of overthrust Austroalpine and Penninic units.

The Vepor nappe

The Veporic unit (named originally as "Granides" by A. Matějka — D. Andrusov 1931) was thought to represent a higher unit comprising crystalline, Paleozoic and Mesozoic sequences of Central Carpathians. At that time, the homeland of "Subtatric" nappes (D. Andrusov 1943) torn off from their basement and thrust onto the northernly lying crystalline of "Tatrides" has been sought in the Vepor area. Later this idea proved unacceptable likewise to the Eastern Alps, when an epimetamorphic Mesozoic sequence has been found to occur above the Variscan and older crystalline. This Mesozoic appeared in quite different facies from those of "Subtatric" nappes. Latter attempts rooted the Subtatric nappes along large tectonic lines ascribing to latter a "Narbe" notion where the original

substratum disappeared (D. Andrusov 1968, 1975, a. o.).

Significant boundary has been presumed so far between the "Tatroveporides" on the outer side and the "Gemerides" on the internal side of the Central Carpathians. These views assumed mostly peculiarities of a Late Paleozoic to Mesozoic cover ("envelope") of the both units. Over the huge Early to Late Paleozoic sequence of the Gemerides the Lower Triassic clastic development was thought to be followed by typical Austroalpine Mesozoic facies (Guttenstein, Wetterstein and Hallstatt limestone of the Middle to Upper Triassic). Such notion of the Gemerides did not even change when Mesozoic facies similar to those of the Bükk Mts. in Hungary and in the Carnic Alps were found to occur beneath limestone masses of the Slovak karst area (H. Kozur — R. Mock 1973). All Austroalpine Mesozoic nappes of the Western Carpathians (the Choč, Strážov, Drienok, Veterník and the newly recognized Silica nappe) were supposed to have originated in the suture between Tatroveporides and Gemerides, i. e. along the Lubeník—Margecany line (D. Andrusov 1975). This notion supposed an until unproved resemblance between crystalline masses of the Veporides and Tatriides. However, recent data proved considerable difference between both as significant Lower Paleozoic sequences converted to green-

schist facies metamorphites (with local occurrence of low temperature amphibolite facies) occur within the area of the Vepor nappe (see O. Čorná — L. Kamenický 1976, E. Planderová — O. Miko 1977 for the stratigraphy and S. Vrána 1966 for the metamorphism) resembling by that conditions in the Gemer nappe. These lithologies and the metamorphic overprint of Early Alpine age fail to occur within the Tatriide area where the youngest metamorphic alterations achieved the high temperature and low- to intermediate pressure conditions of the amphibolite facies already during Variscan events escaping any considerable Alpine metamorphism.

Therefore we assimilate the former Veporide and Gemeride Paleozoic units together with other West Carpathian Paleozoic sequences (in the Malé Karpaty Mts., Branisko Mts., Čierna hora Mts. and in the Iňačovce structure beneath the East Slovakian Neogene) among South Penninic structures notwithstanding the peculiarities in each of them. To this group of units belongs probably also the Marmarosh crystalline already many times compared with the former (V. G. Sviridenko 1976).

Assimilating the Vepor nappe among South Penninic units of the Western Carpathians we regard it as a lower nappe structure under the higher one represented by the former "Gemeride" Paleozoic com-

plexes. Both create internal Penninic units of the Western Carpathians.

The Vepor nappe consists of three partial units representing also partial nappe structures (A. Klinec 1966, 1971). The lowermost Hron structure contains Early Paleozoic sediments and synchronous basic and acid volcanites metamorphosed in greenschist assemblages already during the Variscan event. Numerous amphibolite bodies and porphyroid layers resemble synchronous paleovolcanites of the Gemer nappe. The higher Kráľová hoľa partial nappe (all recognized as complexes by A. Klinec l. c.) comprises mostly granitoids of the Variscan cycle and their polymetamorphic mantle assigned also as the Hladomorná dolina group (l. c.). Mutual imbrication of the Hron and Kráľová hoľa partial nappes is at places very conspicuous and even if the structure may have originated already during the Variscan cycle, the Alpine structuration appears as very strong (S. Vrána 1966). The Alpine metamorphic overprint is generally considerable achieving granitization grade followed by intrusions of melts into the green-schist grade environment at the Early Alpine event.

Equivalents of the Vepor nappe appear in further as yet "Tatride" and "core" mountains of the Western Carpathians. In the Branisko and Čierna hora Mts. we assign them as the Slubica (mainly crys-

talline schists) and the Bujanová (granitoids) partial nappes. In the Malé Karpaty Mts., the Pezinok-Pernek and Harmonia groups correspond to the Hron unit whereas the Modra and Bratislava "massifs" correspond to the Kráľová hoľa unit by lithology and position. Metamorphics of green-schist grade occur within the until less known Iňačovce structure of the East Slovakian Neogene basement that may be also related to the Hron development. Granitoids are there either missing or scarce.

For these extensive lower South Penninic nappes, the overall weak metamorphism of Paleozoic sequences (contrary to units ranged to the Austroalpine domain), the abundant acid and potash-rich variety of granitoids generated mostly during terminal Variscan phases and an intense Alpine metamorphic overprint and structuration are the typical common features.

The southern limit of the Vepor nappe runs along the Lubeník — Margecany line without Mesozoic members along it. This is why there hardly the whole Austroalpine nappe pile has been sutured and their homeland disappeared nor it is limiting the Hungarian "median mass" as supposed by D. Andrusov (1975). Moreover, the Late Paleozoic to Mesozoic cover along both sides of the alignment are so similar and quite different from Austroalpine developments that here at most the basal

surface of the Gemer nappe may occur. The tectonometamorphic history and magmatites are conspicuously also similar on both sides of the line.

The Gemer nappe

A higher structure of the South Penninic nappe pile comprises a huge Early Paleozoic development (Ordovician? — Devonian and at places probably even Lower Carboniferous) converted to, almost everywhere except of some low temperature amphibolite assemblages at places, green-schist grade metamorphites already during the Variscan cycle. Heavy acid and basic volcanite layers appear in a flyschoid sequence. The Gemer nappe comprises the former "Gemeride" Paleozoic of the Western Carpathians. An epicontinental Upper Carboniferous to Upper Permian cover reaches probably up to Mesozoic members the latter developed only in small thickness or absent at places. Granitoids are generally scarce in the nappe. Formerly, these granite intrusions were mostly referred to the Upper Cretaceous but recent data proved their partly Late Variscan age. Hence, the so far supposed difference between both lower Penninic nappes has been removed. Remobilized Paleozoic granite occurs in both nappes as well.

In spite of several times underli-

ned continuation of this Paleozoic development into the Upper Austroalpine Grauwackenzone of the Eastern Alps or to the Veitsch and Nötsch nappes in the latter, it is namely the Late Paleozoic and probable Mesozoic cover of the which completely differ from the overthrust nappes of Austroalpine developments.

The Bôrka nappe

Between the underlying cover of the Gemer nappe and the overthrust nappes of Austroalpine lithologies above, a set of tectonic slices and nappe outliers occurs bearing pronounced Penninic (Piemont) lithologies and of probably higher Mesozoic age. Rocks within this strongly imbricated nappe structure were metamorphosed into HP—LT assemblages (glaucophane — chloritoid — stilpnomelane). Dismembered serpentinite bodies occur there together with considerable breccia ("Rauhwacke" or "carnegneuille") layers. This strongly imbricated structure in evident nappe position above the Gemer nappe and its cover we call the Bôrka nappe after the site of typical and complete development. Its recent extent resulted from a later overriding by the higher Austroalpine nappes but its remnants cover almost the whole Gemer nappe.

The stratigraphic span of sediments (dark marly pelites and

cherts intercalated with diabase layers and volcanosedimentary beds, frequent crystalline limestone at places strongly brecciated) occurring there within thick breccia slabs at places with serpentinite slices remains until not solved. Probably, the whole sequence is of Jurassic to Lower Cretaceous age. The lithology, structural position and even the metamorphic assemblages of Early Alpine age allow to compare the whole nappe with units of Piemont origin within the Western Alps.

Probable Ligurian units in the Western Carpathians

Higher nappe units derived from the Penninic domain are probably absent or very rare in the Western Carpathians. However, a sandstone-conglomerate flysch belt of Paleogene age along the inner side of the Klippen belt in Eastern Slovakia, the so called Šambron—Kamenica zone (F. Chmelík 1963) may represent the uppermost Penninic nappe displaying already certain Ligurian affinity.

Exclusively the Austroalpine nappes may have been by no means the sole source for this flysch sequence. At the time of sedimentation, already South Penninic nappes in frontal part of the Austroalpine nappe pile were exposed supplying the peculiar Penninic detrital content into the flysch trough (for lithology see R. Mar-

schalko 1975). Older constituents of the same basin may represent the Krichevo and Roman sequences of Transcarpathian Ukraine (V. G. Sviridenko 1976) beneath the Neogene basin. The further continuation of these fine-pelitic sandstone turbidites associated with considerable amounts of synchronous basic volcanites of Upper Cretaceous to Paleogene age represents, probably, the Debrecen—Szolnok flysch belt of the Hungarian lowland basement (K. Szepesházy 1973). The lithological content of the whole unit strongly reminds that of the Helminthoidic flysch of the Western Alps and Ligurides.

This extreme South Penninic structure of the Western Carpathians despite the recent nappe position along the inner margin of the Klippen belt may be compared with the position of the Helminthoidic flysch of Ligurian provenience in the Western Alps, partial units of which, thrust far-away represents the Simme flysch nappe of Préalps or the relics in Embrunais of the French Western Alps (J. Debelmas 1975).

The West Carpathian Austroalpine units

Among the Austroalpine nappes of the Western Carpathians we assimilate those consisting dominantly of crystalline named formerly as "Tatrides" (A. Matěj-

ka — D. Andrusov 1931) and the whole set of rootless surficial nappes originally designated as "Subtatric" ones (M. Lugeon 1903). Likewise to the Eastern Alps, the bulk of Austroalpine nappes occupies external position in the recent mountain range relative to the underlying Penninic nappe pile.

Lower Austroalpine nappes of the Western Carpathians

The opinion of M. Lugeon and V. Uhlig strongly survived up to present in the Carpathian geological literature according to which the Central Carpathian crystalline may have an autochthonous position. M. Limanowski (1930) was the first who argued for their allochtony recognizing horizontal transport of crystalline masses and delimiting his "nappe basse tatrique". Neither D. Andrusov excluded this possibility (1968, 1975).

The lower Austroalpine nappes occur mainly along the external margin of the Central Carpathians. Yet, Austroalpine nappes have their continuation in structural units of the Pannonian basin basement extending as far as the Zemplín Inselberg in Eastern Slovakia. Several partial nappes of crystalline and of Late Paleozoic to Mesozoic cover compose the vast lower Austroalpine structural domain. In the recent structure, this grandiose complex of nappes builds several

horsts due to Mio-Pliocene movements.

Lower Austroalpine nappe cores consist of Variscan and probably even pre-Variscan plutonites and their polymetamorphic mantle. The youngest metamorphism is the Variscan one since unmetamorphosed Carboniferous but mainly Permian transgresses above the crystalline which is in turn supposed to have Early Paleozoic or even Precambrian ages. Generally, the Mesozoic development of the cover exhibits well expressed geanticlinal features.

The thickness of the Austroalpine nappe pile above the Penninic one may be assumed from the seismological pattern along the profile K III. If the distinct refraction boundary between Žilina and Zvolen corresponds to a lithofacial interface signaling also the upper limit of the low velocity channel within the crust and equally, the Austroalpine thrust plane coincides with the upper limit of the metamorphosed Penninic nappe pile, then the thickness varies between 5—7 km. To the SE from the High Tatra Mts., these thicknesses decrease considerably and Austroalpine units continue but along the southern margin of the Šambron — Kamenica zone, or at places, between the latter and the Klippen belt.

Crystalline units of the Pannonian basin basement referred formerly to the Hungarian "median

mass" in the Carpathian literature (l. c.) represent probable continuation of West Carpathian lower Austroalpine nappes and their nappe position is also highly probable (the Zemplín Inselberg, the Mecsek Mts. a. o.).

Elevated and high velocities ($6.2-7.0 \text{ kms}^{-1}$) in deeper parts of the lower Austroalpine crystalline in the Turčianska kotlina depression and in the Malá Fatra Mts. may be interpreted as dense masses dragged from lower crustal (or even subcrustal ?) levels during the overthrust of the Austroalpine nappe pile. In such sense, these masses represent a devastated and dispersed West Carpathian equivalent of the Alpine Ivrea zone.

The southern limit of lower Austroalpine nappes runs along the Čertovica line in the Western Carpathians. Due to Pyrenean and Savic movements, the Čertovica line has been transformed into a secondary upthrust of South Penninic nappes onto the at this time already external lower Austroalpine.

Previous solutions almost entirely parallelized the pre-Mesozoic units of the Western Carpathians with the Austroalpine. The crystalline was supposed to figure the basement of surficial nappes resembling by that the situation in the Eastern Alps. The names of "ultra-Tatrides" and "Fatric" for lower partial nappes, the "Hronic" or "ultra-Veporides" for a set of middle nappes and

the name of "Gemic" for the uppermost nappes were introduced (A. Biely et al. 1968) to underline partial tectonic positions or in attempts to resolve their homelands. Neither the last investigations did solve their tectogenesis nor determined undoubtedly the homelands which remain enigmatic likewise to the Eastern Alps (H. Bögel in G. Angenheister et al. 1972, pp. 369-371). Recently H. Kozur — R. Mock (1973) delimited the Silica nappe of upper Austroalpine facies in the Slovak karst area occurring here above another Mesozoic sequence of the Meliata group. The stratigraphic span and lithology of the latter is well correlative with the Mesozoic sequence of the Bükk Mts. of Hungary. However, also this sequence occurs here in nappe position above the Bôrka nappe. Thus the supposed derivation of the Meliata Mesozoic from a homeland represented by the Gemer Paleozoic remains out of question. This situation excludes also the comparison of the Gemer nappe with the Paleozoic sequence of the Grauwackenzone.

Middle Austroalpine nappes of the Western Carpathians

A set of partial nappe structures above the lower Austroalpine nappes has been as yet assembled under the name of Krížna nappe. The sole exception to the rule is the

Vysoká nappe of the Malé Karpaty Mts. lying above Penninic nappes.

The nappe position of middle Austroalpine nappes is proved at several places, though, not so evident as it is for the upper ones. Therefore and for very resembling lithology as well, we correlate the position of the whole set with the one of middle Austroalpine nappes of the Eastern Alps (the lower Semmering and Radstatt nappes). The whole set wedges out in the Humenné — Uzhgorod horst and beneath the Neogene cover in Eastern Slovakia.

The Upper Austroalpine nappes of the Western Carpathians

The set of upper Austroalpine nappes has been until assembled under the name of Choč nappe for lower partial nappes and under Strážov, Drienok and Silica nappes in uppermost position. Single partial nappes of the Choč nappe group exhibit also conspicuous lithological differences (M. Maheľ 1979a, 1979b). Recently these acquire external position above the lower and middle Austroalpine nappes. The uppermost set of partial nappes appears areally very extensive but in several independent structures (the Veterník, Strážov, Drienok, Muráň, Galmus, Stratené and Silica partial nappes).

These uppermost Austroalpine

nappes of the Western Carpathians join the upper Eastalpine ones towards the SW. The easternmost termination of the nappe set occurs as erosive relics in the Branisko and Čierna hora Mts. and, according to drilling results, beneath the East Slovakian Neogene.

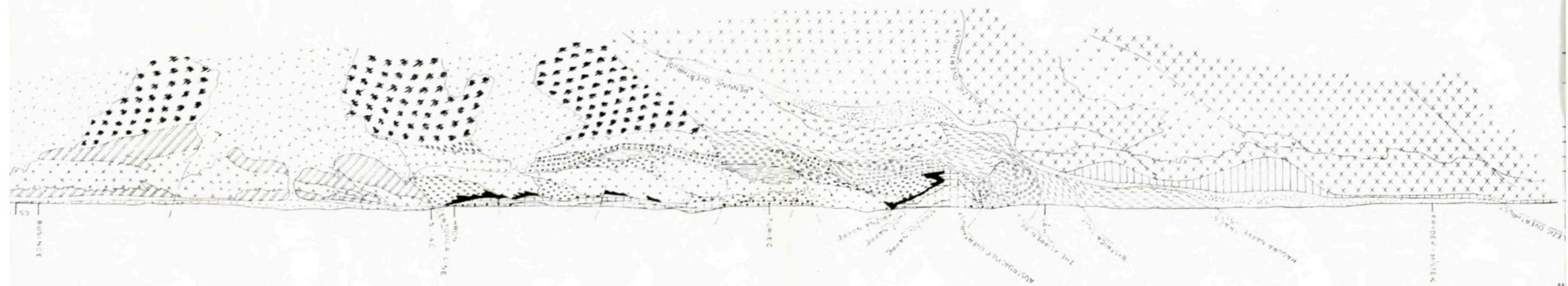
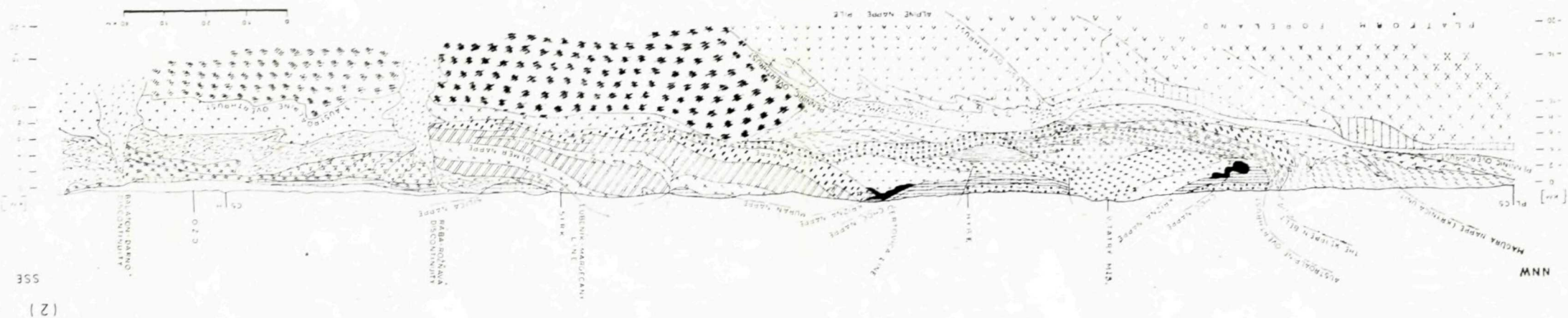
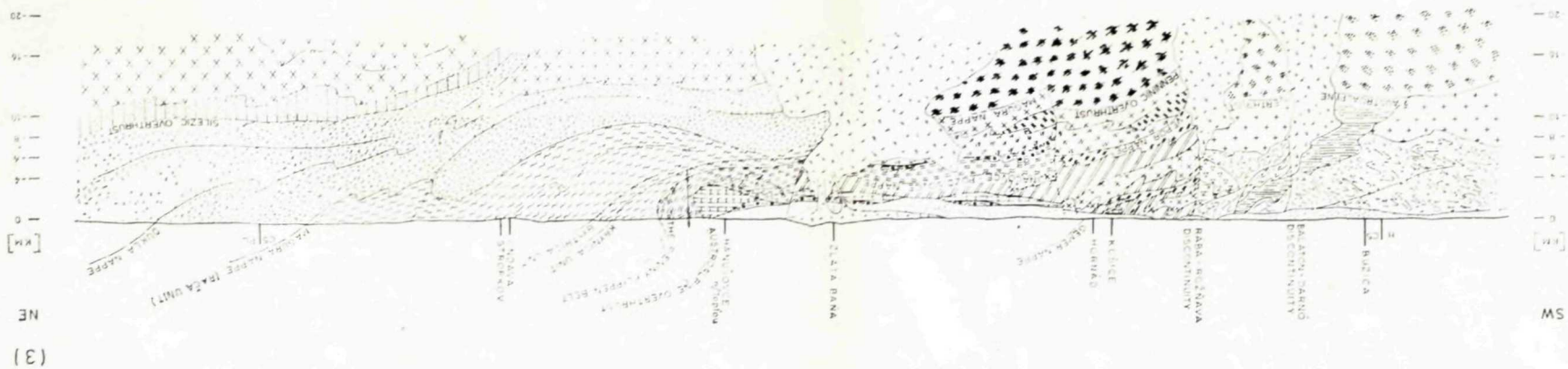
The southern limit of the nappe system remains unsolved as yet. J. Mello (1975) signalized facial features of the Silica nappe also in the Rudabánya Mts. of NE Hungary. We place this limit along the Darnó line assimilating Mesozoic sequences of northern Transdanubia (Buda, Pilis, Vértes and Bakony Mts.) together with the Mesozoic beneath the Paleogene and Neogene basin filling of NW Hungary into the set of uppermost Austroalpine nappes.

Remarks to the tectonic history

Former interpretations assumed in the Western Carpathians an Upper Cretaceous and an Oligocene to Miocene event and later also a Laramian one occurring gradually in the Central, Pieniny and Outer Carpathians (D. Andrusov 1968). The rejuvenization of the Klippen belt genesis (Laramian: D. Andrusov 1972) against the formerly presumed "Manín" phase during pre-Albian time contradicts to conditions found in the whole Klippen belt where Senonian sediments pass into the Paleogene only

Fig. 2. Deep geological profiles of the Western Carpathians. Explanations: *Extracarpathian platform without Alpine deformations*: 1 — plutonite, light metamorphite and Paleozoic to Mesozoic sequences, 2 — dense plutonite and metamorphite, 3 — autochthonous cover of the platform foreland frequently folded, Mesozoic to Cenozoic. *Silesic of the Western Carpathians*: 4 — light plutonite and metamorphite, sequences of Paleozoic to Mesozoic age over the Variscan crystalline with alpinotype deformation, 5 — dense plutonite and metamorphite with alpinotype deformation, 6 — Paleozoic to Miocene within the Silesic and Subsilesic nappes and in their equivalents. *Penninic of the Western Carpathians. North Penninic nappes*: 7 — Upper Cretaceous to Paleogene, 8 — Triassic to Lower Cretaceous, 9 — crystalline and Paleozoic sequences, undistinguished, 10 — basic masses (7-10 — the Magura nappe and its equivalents). *South Penninic nappes*: 11 — Upper Eocene to Lower Miocene (?), post-Illyrian flysch and molasse sediments in the Klippen belt, 12 — pre-Illyrian sequences, Cretaceous to Middle Eocene in the Klippen belt, 13 — Jurassic to Lower Cretaceous with "klippen" tectonic style, 14 — Triassic to Jurassic of deeply submerged and buried units of the Klippen belt, 15 — granitoid and crystalline of the Klippen belt, 16 — basic masses of Jurassic to Lower Cretaceous age in the Klippen belt (11-16 — the Pieniny Klippen belt), 17 — Early Paleozoic and its Late Paleozoic to Mesozoic cover, undistinguished, 18 — granitoid, 19 — basic masses (17-19 — the Vepor and Gemer nappes and their equivalents). *Austroalpine nappes of the Western Carpathians*: 20 — Variscan and pre-Variscan granitoid, 21 — crystalline schist, 22 — basic and dense masses of the Variscan lower crust and upper mantle, the West Carpathian equivalent of the Ivrea zone, 23 — anchimetamorphosed Paleozoic and Paleozoic sequences in green-schist grade metamorphism, 24 — Late Paleozoic to Mesozoic of frontal parts of lower Austroalpine nappes, 25 — Triassic of the Hungarian Central Mts. and of the Bükk Mts., 26 — Carboniferous of the Western Gemer belt, 27 — clastic sequence of Lower Triassic age, 28 — evaporite in diapiric bodies, 29 — Mesozoic sequences in middle and upper Austroalpine nappes of the Western Carpathians, 30 — flysch cover of Paleogene age above the Austroalpine. *Younger formations*: 31 — Paleogene to Pliocene of the Buda and Pannonian basins, 32 — eruptive of Oligocene and Miocene age in the area of the Pannonian basin, 33 — lower crust reworked during the Oligocene, 34 — lower crust reworked during the Miocene to Pliocene.

Obr. 2. Hlbinné geologické profily Západných Karpát. Vysvetlivky: *Mimokarpatská platforma bez alpínskych deformácií*: 1 — plutónity, ľahké metamorfity a paleozoicko-mezozoické súvrstvia, 2 — ťažké plutónity a metamorfity, 3 — autochtónny mezozoicko-terciérny pokryv platformy, často zvrásnený. *Sileziikum Západných Karpát*: 4 — ľahké plutónity a metamorfity, paleozoicko-mezozoické súvrstvia nad variským kryštalinikom, alpinotypne deformované, 5 — ťažké plutónity a metamorfity alpinotypne metamorfované, 6 — paleozoikum až miocén podsliezskeho a sliezskeho príkrovu a ich ekvivalentov. *Penninikum Západných Karpát. Severopenninské príkrovy*: 7 — vrchná krieda až paleogén, 8 — trias až spodná krieda, 9 — kryštalinikum a paleozoikum, nerozlíšené, 10 — bazické hmoty (7-10 — magurský príkrov a jeho ekvivalenty). *Juhopenninské príkrovy*: 11 — vrchný eocén až spodný miocén (?), poilyrsky flyš a molasa pieninského bradlového pásma, 12 — predilyrske súvrstvia, krieda až stredný eocén v bradlovom pásme, 13 — jura až spodná krieda s bradlovým tektonickým štýlom, 14 — trias až jura hlboko pochovaných jednotiek bradlového pásma, 15 — granitoidy a kryštalinikum bradlového pásma, 16 — bazické hmoty jursko-spodnokriedového veku v bradlovom pásme (11-16 — pieninské bradlové pásmo), 17 — staršie paleozoikum s mladopaleozoicko-mezozoickým pokryvom, nerozlíšené, 18 — granitoidy, 19 — bazické masy (17-19 — veporský a gemerský príkrov a ich ekvivalenty). *Austroalpínske príkrovy Západných Karpát*: 20 — variské a predvariské granitoidy, 21 — kryštalické bridlice, 22 — bazické a ťažké hmoty variskej spodnej kóry a vrchného plášťa (západokarpatský ekvivalent ivrejskej zóny), 23 — anchimetamorfované paleozoikum a paleozoické súvrstvia vo facií zelených bridlíc, 24 — mladšie paleozoikum až mezozoikum pokryvu čelných príkrovov spodného austroalpinika Západných Karpát, 25 — trias Maďarského stredohoria a Bukovských vrchov, 26 — karbón západogemerského pásma, 27 — spodnotriasové klastické súvrstvie, 28 — evapority diapírových telies, 29 — mezozoikum stredných a vrchných austroalpínskych príkrovov Západných Karpát, 30 — paleogénny flyšový pokryv austroalpínskych príkrovov. *Mladšie formácie*: 31 — paleogén až pliocén budínskej a panónskej panvy, nerozlíšené, 32 — oligocénne a miocénne eruptíva v oblasti panónskej panvy, 33 — spodná kôra hlbinne prepracovaná počas oligocénu, 34 — spodná kôra hlbinne prepracovaná počas miocénu až pliocénu.



with facial changes (B. Leško et al. 1972).

The Mesozoic paleogeographic belts of the Central Carpathians were deformed already in the pre-Albian time. Probably nappe overthrusts affected the Austroalpine carbonate platform and its basement together with the South Penninic domain. The generated nappes proceeded towards the northern foreland which remained in considerable parts until unaffected. These advancing Early Alpine nappes covered the original Pieniny area only partially during the Upper Cretaceous and Paleocene if we assume from contemporaneous sediments of the domain. Advancing Austroalpine nappes overprinted the South Penninic lithologies where HP—LT assemblages occurred at the southern belt and calcalkaline magmatites with a HT—LP mantle at the northern Penninic belt. Dismembered remnants of these lithologies occur both in South Penninic nappes and in "exotic" pebbles of flysch to wildflysch sequences of the Klippen belt being derived here from frontal parts of South Penninic nappes under devastating load of the Austroalpine nappe pile. The age of these flysch sequences proceeds from Albian in NW Slovakia to Priabonian in NE Slovakia (R. Marschalko et al. 1977).

Mediterranean movements produced only folds of great radii in the longitudinal trough along the

external margin of the Penninic domain and in the cover of the platform foreland. Sedimentation continued here without interruption during the whole Upper Cretaceous. Wildflysch lithologies testify to the intense tectonization along the external margin of the recent Klippen belt and in the new longitudinal basin during the Lower Paleogene as late as the Upper Lutetian or Priabonian.

During the Pyrenean movements, the generation of Austroalpine and Penninic nappes has been accomplished in the Central Carpathians what induced their further gravitational proceeding across the Klippen belt.

But Savic movements affected together the Klippen belt, the Măgura flysch and southern parts of the Silesic. Movements thrust the nappes over the simultaneously tectonized platform foreland. Interpreting geophysical data we presume that likewise to the Western Alps the Savic movements created also in the Silesic area nappe structures involving the crystalline basement. The crystalline nappes, comparable with the outer Helvetic masses of the Western Alps, appear in the geophysical picture buried beneath the higher nappe pile of the Western Carpathians.

Available data on the West Carpathian gravity field and the light masses indicated within and below the low velocity channel of the crust point to far-reaching

transport of two superior structural etages of the Western Carpathians over the alpinotype tectonized former platform foreland.

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. In: *Slovenská vlastiveda, Bratislava, Slov. akad. vied, s. 9—79.*
- Andrusov, D. 1956: Geológia československých Karpát. Zv. I. Bratislava, Slov. akad. vied, 375 s.
- Andrusov, D. 1965: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, 7, p. 1029—1062.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, VSAV, 188 s.
- Andrusov, D. 1969: Die Paleozäne Biohermzone und das Verhältniss des Paläogens zur Oberkreide in der pieninischen Klippenzone der Westkarpathen. *Sitzungsber. Osterr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. I., Bd. 177, p. 247—253.*
- Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. 10th Congr. Carpathian-Balkan geol., Ass., General Proceedings, Bratislava, s. 95—108.
- Angenheister, G. — Bögel, H. — Gebrande, H. — Giese, P. — Schmidt-Thomé, P. — Zeil, W. 1972: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. *Geol. Rdsch.*, 61, 2, pp. 349—395.
- Biely, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ veporíd. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 21, s. 109—125.
- Biely, A. — Fusán, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subalpiner Decken. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 42, s. 51—64.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Carpathes occidentales internes. 23rd Int. geol. Congr., Prague, Vol. 3, *Orogenic belts*, pp. 87—92.
- Bombița, G. 1971: Studii geologice in Munții Lăpușului. *Ann. Inst. Geol. (București)*, 39, pp. 7—108.
- Cmelík, F. 1963: Centrálnokarpatský flyš. In: Fusán (red.): *Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry. Geol. úst. D. Stúra, Bratislava, s. 132—140.*
- Corná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikum der Westkarpathen auf Grund der Palynologie. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 27, 1, s. 117—132.
- Dal Piaz, G. V. 1974a: Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin alpino-apenninique. I — considérations paléogéographiques. *Bol. Soc. geol. Ital. (Roma)*, 93, pp. 1—31.
- Dal Piaz, G. V. 1974b: Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin alpino-apenninique (2e partie). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, pp. 399—424.
- Debelmas, J. 1975: Géologie de la France. Vol. II. Paris, Doin, pp. 295—540.
- Dianiška, I. — Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov.*, 11, 5, s. 405—425.
- Dumitrescu, I. 1952: Étude géologique de la région comprise entre l'Oituz et la Coza. *Annu. Com. géol. (București)*, 14, pp. 195—270.
- Dumitrescu, I. 1957: Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în Bazinului Lăpușului (Nordul depresiunii Transilvaniei). *Lucr. Inst. Petrol Gaze Geol. (București)*, 3, pp. 19—42.
- Ernst, W. G. 1973: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder)*, 84, 6, pp. 2053—2078.
- Gluško, V. V. — Kruglov, S. S. 1971: Geologičeskoje strojenije i gorjučije iskopajemyje Ukrajinskich Karpat. *Moskva, Nedra*, 342 p.
- Grecula, P. — Roth, Z. 1978: Kinematický model Západných Karpát v soubor-

- ném řezu. *Sb. geol. věd, Geologie* 32, s. 49–73.
- Hovorka, D. — Ondrejko, K. — Mihalov, J. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnianskej. *Mineralia slov.* 11, 6, s. 481–504.
- Hunziker, J. C. 1974: Rb—Sr and K—Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Inst. geol. mineral. Padova*, 31, pp. 1–55.
- Jäger, E. 1973: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv.*, 66, 1, S. 11–21.
- Kettner, R. 1959: Die Tektonik des Gebirges Nizke Tatry (Niedere Tatra). *Geologie (Berlin)*, Bd. 7, 3–6, S. 383–408.
- Klinec, A. 1964: Stavba východnej časti veporského kryštalinika. [Kand. diz. práca.] *Manuskript — Geol. úst. D. Štúra, Bratislava*.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Zb. geol. vied, Záp. Karpaty*, 6, s. 7–28.
- Klinec, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporid. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 57, s. 105–109.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, 2, S. 365–374.
- Kröll, A. — Wessely, G. 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. *Erdöl — Erdgas Z. (Hamburg — Wien)*, 89, 11, S. 400–413.
- Kruglov, S. S. 1974: The Pieniny Klippen belt zone. In: Maheľ, M. (ed.): *Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Explanations to the Tectonic map of the Carpathian-Balkan regions*. Bratislava, D. Štúr geol. Inst., p. 205–209.
- Książkiewicz, M. 1972: Karpaty. In: *Budowa Geologiczna Polski. 4. Tektonika, Part 3. Warszawa, Pol. Acad. Sci.*, 328 s.
- Książkiewicz, M. — Leško, B. 1959: On the relation between the Krosno and Magura flysch. *Bull. Acad. Pol. Sci. (Varsovie)*, 7, pp. 773–780.
- Leško, B. 1960: Paläogen der Klippenzone in der Ostslowakei. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 11, 1, S. 95–103.
- Leško, B. — Samuel, O. 1972: Paleogène de la zone des Klippes des Carpathes occidentales. *Internat. geol. Congr., 24th Sess., Sec. 3, Tectonics, Montréal*, pp. 380–383.
- Limanowski, M. 1913: Eine Deckscholle in Palocsa am Popradufer und die Entstehung der Klippendecke. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. A, Kraków*, S. 95–112.
- Lugeon, M. 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Lab. Géol. Géogr. Phys. Mineral. Petrogr. Univ. Lausanne (Lausanne)*, 4, p. 1–51.
- Maheľ, M. 1963: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. *Jahrb. geol. Bundesanst. (Wien)*, 106, 2, S. 429–446.
- Maheľ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. Sv. 1. Západní Karpaty. *Praha, Academia*, 495 s.
- Maheľ, M. 1979a: Choč and Strážov nappes, new division and structure. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 30, 1, pp. von Dobsina. *Geologica hung., Sér. geol.*, 5, 200 S.
- Maheľ, M. 1979b: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. *Mineralia slov.*, 11, 1, s. 1–20.
- Maheľ, M. 1979c: Fatranský, nie šiprúnský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. *Mineralia slov.*, 11, 3, s. 263–277.
- Mahmood, A. 1973: Petrology of the teschenite rock series from the type area at Cieszyn (Teschen) in Polish Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Warszawa)*, 45, 1, s. 15–212.
- Marschalko, R. 1973: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Náuka o Zemi, Geologica*, 10, 145 s.
- Marschalko, R. — Mišík, M. — Kamenický, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západné Karpaty (Bratislava), Sér. geol.*, 1, S. 7–124.
- Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes

- occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisantes. *Knih. Stát. geol. úst.*, 13 A, pp. 19—163.
- Matějka, A. — Roth, Z. 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. *Rozpr. Ústř. Úst. geol.*, 22, s. 1—253.
- Matějka, A. — Hanzlíková, E. 1964: Paleogén bradlového pásma. In: A. Matějka (red.): *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape CSSR 1:200 000, list Zborov — Košice. Ústř. Úst. geol. Red. Bratislava*, 254 s.
- Mello, J. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerid a príľahlej Čiernej hory. 20. celoštát. geol. zjazd, *Sprievodca k exkurziám. Mineralia slov.*, 7, 3, s. 29—64.
- Mello, J. — Polák, M. 1978: Facial and paleogeographical outline of the West Carpathian Middle Triassic (Illyrian — Langobardian). In: Vozár, J. (red.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. úst. D. Stúra (Bratislava)*, pp. 301—314.
- Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. In: Vozár, J. (red.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. úst. D. Stúra (Bratislava)*, s. 147—160.
- Mišík, M. — Mock, R. — Sýkora, M. 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 28, 1, S. 27—69.
- Nowak, J. Zarys tektoniki Polski. 2. *Kongr. Slov. geogr. Kraków*, 160 s.
- Oberhauser, R. von 1968: Beiträge zur Kenntniss der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen in Ostalpenraum. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 111, S. 115—145.
- Prey, S. 1975: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). In: Mahel, M. (ed.): *Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava, Veda*, S. 57—68.
- Planderová, E. — Miko, O. 1977: New information on the age of the crystalline of the Veporides obtained on the basis of pollen analysis. *Mineralia slov.*, 9, 4, pp. 275—292.
- Roth, Z. 1974: The western sector of the Outer Carpathians in Czechoslovakia. In: Mahel, M. (ed.): *Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Explanations to the tectonic map of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava, D. Stúr. geol. Inst.*, pp. 163—171.
- Rozložník, P. 1935: Die montangeologische Verhältnisse der Gegend im Wiener Becken. *Erdöl-Erdgas Z. (Hamburg — Wien)*, 89, 11, S. 400—413.
- Sândulescu, M. 1975: Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. géol. France*, 17, 3, pp. 299—358.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia zakarpatskej prehľbeniny. *Mineralia slov.*, 8, 5, s. 395—406.
- Szepesházy, K. 1973: A Tiszántúl északnyugati részének felsőkréta és paleogén koru képződményei. *Budapest, Akadémiai k.*, 96 o.
- Tollman, A. 1960: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischen Untersuchungen. *Geol. Rdsch., Stuttgart*, S. 506—516.
- Tollman, A. 1969: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten Bogens. *Geologie (Berlin)*, Bd. 18, 10, S. 1131—1155.
- Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtatrikums. In: Mahel, M. (ed.): *Tectonic problems of the Alpine System. Bratislava, Veda*, S. 109—120.
- Trümpy, R. 1975: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. *Amer. Journ. Sci.*, 275-A, pp. 209—238.
- Trümpy, R. 1976: Du Pèlerin aux Pyrénées. *Eclogae geol. Helv. (Bâle)*, 69, 2, pp. 249—264.
- Varga, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 10, 5, pp. 385—441.
- Vašíček, J. 1979: Cephalopedenfauna der Silesische Einheit und ihre paläogeographische Bedeutung. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, v tlači.
- Vrána, S. 1966: Alpidische metamorphose der Granitoide und Foederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. *Zb. geol. vied, Záp. Karpaty*, 6, S. 29—84.
- Weidmann, M. — Homewood, P. — Caron, Ch. — Baud, A. 1976: Réhabilitation de la „Zone Submédiane“ des Préalpes. *Eclogae geol. Helv. (Bâle)*, 69, 2, pp. 265—277.

Alpské prvky v stavbe Západných Karpát a ich význam

BARTOLOMEJ LEŠKO — IMRICH VARGA

Hlavné alpské tektonické jednotky pokračujú do Karpát. Tento postulát vyplynul už z Uhligovej adaptácie Lugeonovho príkrovového poňatia stavby Álp na Karpaty pred vyše 70-imi rokmi. Odvtedy sa otázky paralelizácie alpských a karpatských štruktúr nastolili mnohokrát u nás (naposledy D. Andrusov 1968, 1975, M. Maheľ 1963, 1979a, 1979b) aj v iných krajinách karpatského oblúka (napr. M. Książkiewicz 1972, M. Săndulescu 1975 a i.). Pokračovanie alpských jednotiek hľadali aj alpskí geológovia (napr. A. Tollmann 1969, 1975, R. Trümpy 1975). Dnes už prekonané a z dnešného hľadiska len historicky podmienené negovanie príkrovovej stavby Karpát vylúčilo možnosti hľadať súvislosť medzi Alpami a Karpatmi. Súčasný pokrok v poznatkoch o stavbe alpsko-karpatského horstva u nás a v susedných krajinách nás vedú znova k problematike pokračovania veľkých alpských štruktúr v karpatskom oblúku, a to najmä preto, že mnohé údaje o stavbe hlbších úrovní kôry Álp a Karpát prinášajú mnohé prekvapujúco podobné výsledky.

Seizmické a gravimetrické merania potvrdili príkrovovú superpozíciu granitoidných mas Západných Karpát nad ľahkými hmotami interpretovanými aj ako mladšie sedimenty. Geofyzikálne merania a prvé výsledky hlbokých vrtov svedčia o tom, že pieninské bradlové pásmo nie je povrchovým východom hlbinného zlomu („lineamentu“) na rozhraní vnútorných a vonkajších Karpát, ale štruktúrou úplne angažovanou v superficiálnych príkrovoch, aj keď so špecifickým postavením. Takáto zmena v chápaní pieninského bradlového pásma, jedného z najcharakteristickejších stavebných prvkov Západných Karpát, prináša potrebu revidovať tektonickú stavbu celého horstva a uplatniť alpské princípy v jeho stavbe.

Mnohé ďalšie údaje z posledného obdobia, ktorých výpočet presahuje možnosti tejto práce, nás utvrdzujú v názore, že paleogeografický a aj následný tektonický vývoj alpskej sústavy vytvoril podobné štruktúrne jednotky v Alpách a v Karpatoch. Karpatské špecifiká paleogeografie a tektonickej histórie vyplývajú len zo špecifického miesta Karpát v celom alpsko-mediteránnom pásme. Aj keď dnešné štruktúry a pozícia jednotiek vzniknúcich z totožných paleogeografických pásiem Álp a Karpát sú čiastočne odlišné a odzrkadľujú špecifický vývoj každého segmentu, geodynamický vývoj oboch oblastí bol v hlavných črtách rovnaký a odlišoval sa len intenzitou jednotlivých fáz a pôsobením odlišných vektorov síl. Preto paleogeografické pásma Západných Karpát možno nadviazať na rovnaké pásma Álp a nájsť paleogeografické ekvivalenty alpskej molasy, helvetika, penninika a austroalpinika aj v Západných Karpatoch, ktoré sa následne individualizovali do samostatných štruktúrnych jednotiek.

Z toho hľadiska, ako ukážeme ďalej, má doterajšie členenie na vnútorné a vonkajšie Karpaty hlavne geografický význam, a ak aj takéto členenie použijeme, hranice vnútorných Karpát musíme viesť externejšie ako pieninským bradlovým pásmom. V súlade so súčasnými náhľadmi na paleogeografickú príslušnosť alpských jednotiek do vonkajších Karpát zaraďujeme iba tie jednotky, ktoré sa vyvinuli na neoalpinsky aktivizovanom platformnom predpolí (ekvivalenty molasy a helvétsko-dauphinéskeho pásma). Podobne aj tektonicky vyššie a paleogeograficky vnútornejšie jednotky Karpát delíme analogicky s Alpami na také, ktoré sa vytvorili v oblasti nadväzujúcej na penninskú paleogeografickú zónu v širšom zmysle (na kôre, ktorá sa blížila oceanickej alebo bola vyslovene oceanická a na paleo-

tektonicky aktivizovanom okraji penninika). Analogicky z najvnútornejšieho pásma vznikli také tektonické jednotky v Západných Karpatoch, ktoré možno paralelizovať s austroalpinikom Východných Álp.

Treba podotknúť, že doteraz sa už navrhli mnohé a aj podobné schémy paralelizácie podopreté mnohými významnými črtami. Naše členenie Západných Karpát sa opiera o mnoho najnovších údajov a interpretuje ich v západokarpatskej literatúre netradične, a preto sa aj od doteraz navrhnutých schém výrazne odlišuje. Najväčší význam má podľa nás paralelizácia niektorých vnútorných západokarpatských jednotiek a alpského penninika. Táto paralelizácia, a podporuje ju veľké množstvo údajov, odstraňuje doteraz nevysvetliteľný nedostatok penninských jednotiek v Západných Karpatoch (porov. A. Tollmann 1975, s. 110 a 114). Západokarpatské jednotky penninika majú rovnaký litostratigrafický obsah a boli tektonometamorfne prepracované rovnako ako alpské. Tým sa vytvorili aj veľmi podobné štruktúrne jednotky, aj keď litostratigrafická paralelizácia v detailoch vyžaduje ešte ďalšie štúdiá.

Silezikum Západných Karpát

Vonkajšie pásmo Západných Karpát tvoria príkrovové jednotky čelnej priehlbne, ktoré prvýkrát definoval už J. Nowak (1927) ako marginálnu a strednú skupinu flyšových Karpát. Marginálnu skupinu silezika tvorí pouzdřanský a ždánicko-podslezský príkrov na západe s útesmi jurských vápencov v Pavlovských vrchoch alebo pri Andrychowej v Poľsku a stebnický a ďalšie príkrovy na východe. Strednú skupinu tvorí na západe silezsky príkrov (s útesmi jurských vápencov pri Štramberku), na východe duklianský, skolský, čiernohorský príkrov a ďalšie, pokračujúce pri východnom okraji marmarošského pásma do rumunských Východných Karpát. Tieto príkrovy sú z neflyšových (karbonatické), flyšoidných a flyšových sedimentov kriedového až oligocénneho

veku a dokonale ich opísali mnohí československí, poľskí a ukrajinskí geológovia.

Dôležité sú v pásme útržky jury a spodnej kriedy. Tie boli vyvlečené na povrch zrejme postupujúcimi príkrovmi. Vápencový útes v Pavlovských vrchoch (oxford — titón) a podobné vápence útesu Ernstbrunn v Rakúsku sa vyznačujú miešanou boreálno-mediterránnou faunou už vo vrchnej jure (A. Tollmann in D. Andrusov 1965). Takisto v titónskych vápencoch pri Štramberku je nesporný vplyv mediteránnych biocenóz. V novšom období sa získali dôležité údaje aj o paleogeografickej afinite spodnokriedových súvrství sliezskeho príkrovu (J. Vašíček 1979), v ktorých neflyšové sedimenty obsahujú od spodného valanžu vyššie prevládajúce až výlučne mediteránne druhy a obrat nastáva až v apte, kde je makrofauna typicky boreálna a totožná s aptskou makrofaunou severozápadného Nemecka. Tieto údaje hovoria o nadväznosti oboch faunistických provincií v sedimentačnom priestore sliezskeho príkrovu.

Fácie jursko-spodnokriedových vápencov v útesoch a makrofaunistické črty spodnej kriedy sliezskeho príkrovu hovoria proti začleňovaniu sliezskeho a ždánicko-podslezského príkrovu do karpatského pokračovania rýnsko-dunajského flyšu Východných Álp (porov. aj S. Prey 1973). Sedimentačný priestor silezika v mezozoiku stotožňujeme s platformným okrajom alpsko-karpatskej geosynklinály a v takom zmysle ho paralelizujeme s pozíciou helvétsko-dauphinéskeho pásma Západných Álp. Dnešné povrchové porušenie pôvodne jediného pásma vo Východných Alpách je pravdepodobne sekundárne, aj keď mohlo byť už primárne. Inú paralelizáciu navrhol R. Oberhauser (1966), spájajúc silezsky sedimentačný priestor s valaiskou časťou penninika. Argument o prítomnosti bazických vulkanitov téšinitovej formácie túto paralelizáciu nepotvrdzuje, lebo tie sú charakteristické pre prejavy pozdĺž lineárnych riftov a pre kontinentálny kôrový substrát (A. Mahmood 1973), čo pre baziká oblasti Valais nemožno predpokladať.

Možno tak uviesť, že spoločným znakom silezika a helvetika je paleogeografická a paleotektonická príslušnosť medzi externidy (sensu A. Tollmann 1969, 1975).

Pokračovanie silezika do vnútra Západných Karpát pod presunutými vnútornejšími jednotkami je nateraz problematické a úvahy sa pohybujú vo sfére hypotéz. Mnohé seizmické merania naprieč magurským flyšom a pieninským bradlovým pásmom poukazujú na silne tektonizované prostredie v hĺbke 5–12 km. Tento horizont prekračuje cez vrchol západokarpatského gravimetrického minima, ktoré sleduje približne vonkajší okraj bradlového pásma, a aj cez pásmo, na ktorom sa vektorové potenciály elektrickej vodivosti menia. Hranica zmien vektorov prebieha pozdĺž bradlového pásma od JZ na SV, ale v okolí Bardejova a Vihorlatu vybieha od neho externe. Seizmogeologicky pestré a variabilné podložie magurského príkrovu, hranica vektorov potenciálov elektrickej vodivosti v hĺbke a prítomnosť bradiel jurských vápencov vyvlečených z podložia príkrovov nás vedú k názoru, že tektonicky aktivizovaná zóna v podloží magurského príkrovu zodpovedá platformnému predpoliu Západných Karpát so zodpovedajúcim sedimentárnym pokryvom v kriede a terciéri, ktoré bolo alpinotypne prepracované (porov. P. Greccula — Z. Roth 1978).

Povahu a rozsah tektonickej aktivizácie kôry a pokryvu nateraz nemožno zo seizmického obrazu interpretovať úplne jednoznačne. Vzhľadom na konformný priebeh tohto horizontu s povrchovými príkrovmi predpokladáme, že aj tu je príkrovový štýl stavby, a preto aj v podloží magurského príkrovu vyčleňujeme paleogeograficky a paleotektonicky pásmo ekvivalentné helvetiku a ultrahelvetiku Álp. Toto pásmo, ktoré v mezozoiku a v staršom terciéri predstavovalo platformný okraj karpatskej geosynklinály, voláme silezikom. Silezikum dnes tvoria alpinske príkrovy budované kryštalinikom, paleozoikom, mezozoikom a paleogénom (miestami až spodným miocénom) v platformnom vývoji. V dnešnej pozícii sú tieto príkrovy

dotvorené neoalpínskymi fázami. Preto je podstatná časť príkrovov silezika v dôsledku najmladších fáz pochovaná pod vyššími príkrovmi vnútornejších jednotiek. Na povrchu ich predstavujú sliezsky a ždánicko-podsliezsky príkrov na Z, dukliansky, skolský a čiernohorský príkrov na V a čiastkové príkrovy a vrásy čelnej priehlbne. V rumunských Východných Karpatoch mu zodpovedá príkrov Tarcău a okrajové jednotky (I. Dumitrescu 1952, M. Sandulescu 1975).

Penninikum Západných Karpát

Najviac kontraverzií pri pokusoch paralelizovať tektonické jednotky Álp a Karpát zapríčinila domnelá neprítomnosť takých jednotiek (a stratigrafických vývojov) v Západných Karpatoch, ktoré pozíciou, litologickým obsahom a tektonometamorfným prepracovaním zodpovedajú alpskému penniniku. Pravda, vyplynulo to aj z veľmi všeobecného stavania penninskej „eugeosynklinálnej“ paleogeografickej oblasti voči „miogeosynklinálnemu“ pásmu vonkajších jednotiek Álp, čo viedlo k hľadaniu takých príkrovov v Západných Karpatoch, ktoré sú v podloží austroalpínskeho kryštalinika, paleozoika a mezozoika a obsahujú veľké množstvo bazických eruptív a ultrabázik sprevádzaných hlbokomorskými sedimentmi, najmä rádiolaritmi a jemnými turbiditmi metamorfovanými na „schistes lustrés“. Ale na základe nových výskumov sa aj v Alpách už opustilo rigidné členenie alpskej geosynklinály na miogeosynklinálu a eugeosynklinálu. Nové údaje dokazujú veľkú paleogeografickú členitosť penninského pásma. Prítomnosť mnohých paleogeografických oblastí vyvíjajúcich sa na kontinentálnej kôre v penniniku sa dnes všeobecne prijíma (napr. príkrovy Suretta, Margna, Dentblanche a i.: R. Trümpy 1975, 1976, J. Debelmas 1975 a i.).

Aj nové údaje o povahe a chronologickom vývoji alpskej metamorfózy (E. Jäger 1973, W. G. Ernst 1973, J. C. Hunziker 1974, G. V. Dal

Pia z 1974a, 1974b, J. Desmons 1977 a i.) podnietili hľadať ekvivalenty penninských jednotiek nielen v takých litologických súboroch Západných Karpát, ktoré mohli vzniknúť len na oceanickej kôre, ale aj v kryštalinických, paleozoických a mezozoických súvrstviach, ktorých metamorfóza nesporne prebehla v podmienkach podobných podmienkam metamorfózy penninika Álp. O oprávnenosti paralelizácie svedčí aj podobný vek tejto metamorfózy v paleoalpínskom období.

Podľa našej interpretácie aj paleogeografická oblasť penninika Západných Karpát zahŕňala mnohé úseky s kontinentálnou kôrou. Preto penninikum Západných Karpát chápeme ako zložité a široké paleogeografické pásmo, v ktorom sa vytvorili produkty jursko-spodnokriedového oceanického „rozširovania“ s charakteristickými sekvenciami, ale zaraďujeme doň aj oblasť, ktorej oceanická kôra a jej sedimentárny pokryv zanikli v paleoalpínskej subdukčnej zóne (I. Varga 1978), a paleotektonické pásmo „vrchnej platne“, predstavované paleoalpínskym oblúkom a zaoblúkovou, sekundárnou panvou (I. Varga, l. c.). To znamená, že v Západných Karpatoch máme také paleogeografické pásma jury a spodnej kriedy, ktorých alpské pokračovanie bolo odlišné. Lenže tie obsahujú rovnaké paleogeografické vývoje triasu, mladšieho a miestami aj staršieho paleozoika. Aj tektonická pozícia a metamorfóza týchto jednotiek sú rovnaké v Alpách i v Karpatoch. Nedostatok paleoalpínskej vulkanickej a plutonickej činnosti v Alpách a existencia ich produktov (dnes v sekundárnej pozícii) v Karpatoch je špecifikom Karpát spájajúcim ich s rozsiahlymi oblasťami juhovýchodnej Európy. Naopak mladoalpínska („tauernská“) penninská metamorfóza je špecifickou črtou Východných Álp doteraz bez karpatského ekvivalentu počas eocénu a oligocénu.

Podľa uvedeného odlišujeme v Západných Karpatoch dve penninské pásma. Do severného (externého) penninika začleňujeme paleogeografické pásmo sedimentácie magurského príkrovu, porovnávajúc ho so severopennínským flyšom

Západných Álp a rýnsko-dunajským flyšom Východných Álp. Paleotektonická pozícia magurského sedimentačného priestoru počas jury a spodnej kriedy sa veľmi podobala pozícii valaiského pásma Západných Álp. Počas vrchnej kriedy a paleogénu sa aj v magurskom flyši prejavili vplyvy deštruovaného „oceanického“ pásma, z ktorého do flyšových litotypov prichádzal významný podiel detritu z vyvrenín ofiolitového sledu (chromit), čo je charakteristické aj pre severopennínsky flyš Álp. Ale významný geodynamický rozdiel medzi Západnými Karpátmi a Alpami je v tom, že elevácia medzi severopennínskou a juhoppennínskou pantvou (t. j. v inom zmysle paleogeografický ekvivalent briančonského pásma) mala v Západných Karpatoch (a v pokračovaní na JV) charakter ostrovného oblúka v paleoalpínskom období. Táto pozícia sa odzrkadlila aj v odlišnom metamorfnom prepracovaní predjurských útvarov a v prítomnosti eruptív v pásme, ktoré inak plynule nadväzovalo na centrálnu eleváciu v penniniku Álp.

Pri doterajšom chápaní architektúry Západných Karpát najviac ťažkosť spôsobovala pochybnosť o existencii orogénnej fázy v paleogéne, nedocenenie oceanických vulkanicko-sedimentárnych litofácií mezozoika a nejasnosti o význame a distribúcii alpínskych tektonicko-metamorfných a magmatických procesov. Preto nebolo možno úplne pochopiť ani význam litofácií a tektonickú funkciu pienínského bradlového pásma. Pozoruhodný je indiferentný vzťah bradlového pásma a magurského flyšu. Zdalo by sa, že zdroj magurského príkrovu a bradlového pásma na Z sú spoločné. Ale na východe pokračuje bradlové pásmo aj po vyznení magurského príkrovu a nemá rovnaký tektonický osud.

Severopennínské jednotky Západných Karpát

Magurský príkrov

Príkrov magurského flyšu vytvára severopennínsku západokarpatskú jed-

notku, ktorá v podloží viedenskej panvy plynule nadväzuje na rýnsko-dunajský flyš Východných Álp. V Západných Karpatoch sa rozrastá do veľkých rozmerov a tvorí ďalekosiahajúci príkrov nasunutý na silezikum. Tektonicky vzniká v doline Turja v USSR, kde jeho paleogeografickú a paleotektonickú úlohu preberá porkulecká jednotka (V. V. Gluško — S. S. Kruglov 1971), pokračujúca na JV externe od marmarošského pásma do Rumunska.

Mezozoické a paleozoické súvrstvia pôvodnej sedimentačnej oblasti v magurskom príkrove chýbajú, a preto sa o jeho paleogeografickej príslušnosti dlho diskutovalo. Rovnako sa predpokladalo, že mezozoikum pieninského bradlového pásma bolo jeho stratigrafickým podloží (A. Matějka — Z. Roth 1956). Proti tomu svedčí chýbanie prechodu medzi nimi (B. Leško 1960, B. Leško — O. Samuel 1972). Ojedinelé výskytu spodnej kriedy a jury (napr. pri Hluku na Morave), ktoré sú nad násunovou plochou čiastkového príkrovu magurského flyšu, sú pravdepodobnými útržkami pôvodného podložja, odlišného od mezozoických litofácií pieninského bradlového pásma. O ich tektonickom vzťahu svedčia aj pomery na Považí (Horné Srnie), kde pieninské mezozoikum vytvára bradlá („okná“) v neskôr prevrášnenom flyši. Z toho vychodí, že sa do tektonického styku s magurským flyšom dostalo až neskôr. Preto vrchnokriedové a paleogénne sedimenty magurského flyšového príkrovu vznikli severnejšie od rovnako starých hornín bradlového pásma. Štruktúry bradlového pásma sa dostali do styku s magurským paleogeografickým pásmom až počas paleogénnych orogénnych fáz a neskôr.

Juhopenninské jednotky Západných Karpát

Pieninské bradlové pásmo

Medzi juhopenninské jednotky Západných Karpát zaraďujeme tie, ktoré sa

vytvorili príkrovovým vyvrásnením paleoalpínskej subdukčnej zóny, akrečnej prizmy a ostrovného oblúka v západo-karpatskom pokračovaní briančonského prahu a juhopenninskej panvy (piemontského trogu). Pravdepodobne tak ako v Západných Alpách aj v západo-karpatskom pokračovaní boli v penninskej oblasti úseky s kontinentálnou kôrou, ktoré sa po paleoalpínskej epoche postupne likvidovali a začlenili do príkrovovej stavby.

V súčasnej stavbe Karpát je bradlové pásmo externou štruktúrou južného penninika. Tento spektakulárny tektonický fenomén je do veľkej miery špecifickou črtou Západných Karpát. Jeho ukončenie pri východnom kraji Východných Álp je slabo vysvetlené (S. Prey 1975, A. Kröll — G. Wessely 1973) a paralelizácia s paleogeografickými zónami Východných Álp je problematická. Podobné problémy nastoľuje aj juhovýchodné ukončenie v Poiane Botizei v Rumunsku, kde príkrov Botiza (I. Dumitrescu 1957) má zvyčajnú, juhovýchodnú vergenciu. Paleogeografické ekvivalenty bradlového pásma možno hľadať v Rumunsku v sedimentačnom priestore transylvánskych príkrovov (M. Săndulescu 1975) a v južných Munți Metalliferi (l. c. obr. 17, s. 328). Svedčí o tom mezozoikum austroalpínskych facií týchto príkrovov i bradlového pásma (tam v podobe exotických obliakov) a postupné narastanie objemu bazického až ultrabazického detritu na V (až po objavenie sa bazických tufových polôh na báze kelovsko-oxfordských radiolaritov a v berriase v bradlovom pásme Východných Karpát, čo sú spoločné črty s transylvánskymi príkrovmi).

Vzťah kriedy a paleogénu bradlového pásma je vždy stratigrafický (myjavský flyš — D. Andrusov 1965, kyjovský vývoj — A. Matějka — E. Hanzlíková 1964, beňatinský flyš — B. Leško 1960, vuľchovčinské vrstvy — S. S. Kruglov 1974), a to aj na krajnom JV, kde konglomeráty na báze flyša obsahujú pieninské mezozoikum v Poiane Botizei (G. Bombiță 1971).

Pozoruhodné je rozličné zastúpenie tektonických jednotiek mezozoika v brad-

lovom pásme. Najkompletnejší vývoj je v Západných Karpatoch (D. Andrusov 1968). Vo Východných Karpatoch na Ukrajine sú jursko-neokómske sekvencie len z charakteristických litofácií czorstynskej a kysuckej jednotky a len prvá pokračuje do Rumunska. Paleogeografické „zmiznutie“ pásiem tento zjav nevysvetľuje, ale extrémne komprimované a pôvodne široké paleogeografické pásma mezozoika sa postupne smerom na V dostávajú do odlišnej tektonickej pozície. Mezozoické litofácie typické pre bradlové pásmo sú tam v transylvánskych a centrálnovýchodokarpatských príkrovoch (tintiniové vápence titónu — beriasu a albský divoký flyš). Paleogeograficky možno teda pienínske bradlové pásmo nadviazať na tieto príkrovy (porov. M. Sándulescu 1975).

Vonkajšou hranicou bradlového pásma od Východných Álp po rieku Turja je magurský flyš, ďalej porkulecká jednotka. Nasadzovanie flyšových tektonických jednotiek na bradlové pásmo je kosé a všade tektonické: kriedovo-paleogénne súvrstvia magurského flyšu sa na bradlovom pásme nikde nezúčastňujú. Ale charakteristické neflyšové vývoje kriedy a paleogénu bradlového pásma majú svoj analogón aj v paleogénnych depresiách centrálnych Karpát, ktoré rovnako vznikli za tektonického pokoja. Treba dodať, že veľmi charakteristický detrit z bázičiek vyvrenín a ultrabázik v kriedovo-paleogénnych sedimentoch bradlového pásma spolu s úlomkami vysokotlakových metamorfítov a vápenatoalkalických eruptív jursko-kriedového veku a metamorfovanými karbonátmi mezozoika (M. Mišík 1973, R. Marschalko et al. 1976) pochádza z takých horninových súborov, ktoré sú inak známe len z juhopeninských štruktúr vnútorných Karpát (z veporského, gemerského príkrovu a z príkrovu Bórky).

Pozíciou voči ostatným jednotkám Západných Karpát s vnútorným tektonickým štýlom bradlové pásmo predstavuje vonkajšiu okrajovú juhopeninskú jednotku Západných Karpát. Osobitosť západokarpatského oblúka voči Východným Alpám vyniká najmä v bradlovom pásme. Predpoklad o zániku pienin-

ských paleogeografických pásiem smerom na JZ je menej pravdepodobný ako to, že ich postupujúce vrchnejšie východoalpské príkrovy počas pyrenejskej a sávskej fázy úplne prekryli. Preto štruktúrnú analógiu bradlového pásma vidíme až v Západných Alpách, kde sa jeho mnohé litologické a štruktúrne črty objavujú v „zone submédiane“ Preálp (M. Weidmann et al. 1976), rehabilitovanom v poslednom období a predstavujúcim najpravdepodobnejšie vnútornú časť „valaiskej domény“, v ktorej sedimenty vznikli medzi ultrahelvským a briançonským pásmom (l. c.).

Dnešná štruktúra a tektonická pozícia bradlového pásma zodpovedá takému umiestneniu: ono zohralo úlohu „mazadla“ a podstielky pre nasúvanie vnútorných penninských a vyšších austroalpíných príkrovov na ponárané externé pásma Karpát v terciéri. V období medzi kriedovými a pyrenejskými pohybmi vytvárala pieninská elevácia bariéru v čele superficiálnych príkrovov austroalpínskeho mezozoika a juhopeninských príkrovov v ich podloží, čo sa odzrkadlilo dodávaním veľkého množstva „exotických“ valúnov triasu austroalpíných facií, magmatitov a metamorfítov juhopeninskej proveniencie do zlepenčov upohlavského a súľovského vývoja vo vrchnej kriede a eocéne bradlového pásma. Na vysvetlenie ich zdrojov nie je nevyhnutné predpokladať dve paralelné paleogeografické pásma oddelené eleváciou, ktoré mali rovnakú tektonickú históriu v Západných Karpatoch (M. Mišík et al. 1977). „Bariérový“ účinok bradlového pásma sa odráža aj v súčasnej stavbe hrubnutím kôry z 25 km pri južnom okraji veporského a gemerského príkrovu na 30–32 km pod bradlovým pásmom, čo je výsledkom postupného nahromadenia nasunutých mäs penninika a austroalpinika. Južná hranica náhleho skoku na diskontinuite Moho vytvára síce „peripieninský lineament“, ale je zjavom nezávislým od povrchových štruktúr bradlového pásma a podľa geofyzikálnych údajov tvorí štruktúrne rozhranie len v spodnej časti kôry; do hĺbky okolo 20 km (B. Beránek et al., v tlači).

Veporský príkrov

Veporský príkrov sa skladá z niekoľkých čiastkových príkrovov vnútorných Západných Karpát, ktoré boli pôvodne vyčlenené ako „granidy“ (A. Matějka — D. Andrusov 1931). Kryštalinikum a paleozoikum veporskej oblasti sa pokladalo za tektonickú jednotku vyššieho radu a bolo reliktom koreňovej oblasti superficiálnych „subtatranských“ príkrovov mezozoika (D. Andrusov 1943) odtrhnutých od substrátu a presunutých cez severnejšie tatridné kryštalinikum. Toto poňatie sa stalo ako v prípade Východných Álp neudržateľné, keď sa nad kryštalinikom a paleozoikom zistilo metamorfované mezozoikum v inom vývoji ako mezozoikum „subtatranských“ príkrovov (najmä krížňanský a chočský príkrov). Preto sa hľadali možnosti „zakoreňovať“ subtatranské príkrovy pozdĺž veľkých tektonických línií, ktoré tým nadobudli povahu sutúr, kde substrát príkrovov zanikol (porov. A. Biely — O. Fusán 1967).

Doteraz sa významný rozdiel predpokladal medzi „tatroveporidami“ a „gemeridami“ (D. Andrusov 1968, 1975 a i.) najmä podľa charakteristických mladopaleozoicko-mezozoických súvrství v tzv. „obalovej“ pozícii externejších tatroveporid. Naopak o „gemeridách“ sa predpokladalo, že ich tvorí hlavne mohutný paleozoický vývoj, nad ktorým stratigraficky nasleduje mezozoikum austroalpínskych facií. Odlišné poňatie stavby Západných Karpát sa nepremietlo do príkrovových štruktúr predmezoických sérií ani vtedy, keď sa zistilo, že aj pod mezozoikom silického príkrovu sú mezozoické súvrstvia, ale odlišných facií a paleogeografickej afinity (meliatska séria; porov. H. Kozur — R. Mock 1973). Preto aj pôvod všetkých príkrovov s austroalpínskym mezozoikom (chočský, strážovský a silický príkrov) sa hľadá v sutúre medzi veporským a gemerským príkrovom na lubenícko-margecianskej línii (D. Andrusov 1975). To predpokladá aj podobnosť predmezoických vývojev „tatroveporika“ oproti „gemeriku“.

Nové výskumy preukazujú (A. Kli-

nec 1964, 1971), že veporský príkrov sa od „tatrid“ odlišuje nielen tektonickými deformáciami a metamorfózou (S. Vrána 1966, s. 32—33 a 75), ale obsahuje mocné sedimenty a vulkanity paleozoického veku (O. Čorná — L. Kamenický 1976, E. Planderová — O. Miko 1977). Preto veporský príkrov spolu s gemerským a ďalšími kryštalinicko-paleozoickými jednotkami (v Malých Karpatoch, Branisku, Čiernej hore a v iňačovsko-pozdišovskej štruktúre podložia východoslovenskej panvy) začleňujeme medzi juhopeninské štruktúry Západných Karpát.

Možnosť paralelizovať malokarpatské kryštalinikum (a paleozoikum pezinsko-perneckej a harmónskej série) načrtol už D. Andrusov (1968, s. 26), ovplyvnený vtedy úvahou o briançonských črtách triasu „tatrid“ a lokálnymi transgresiami jury vo Vysokých Tatrách (l. c. s. 173), v súlade s J. Debelmasom (1960) a A. Tollmannom (1960, 1975), ktorí v „tatridách“ videli pendant briançonskej zóny Západných Álp.

Veporský príkrov ako juhopeninský stavebný prvok Západných Karpát vytvára tektonické podložie vyšších juhopeninských príkrovov (gemerského a príkrovu Bôrky). Všetky tri príkrovy tvoria jednotku vyššieho radu, vnútorné penninikum Západných Karpát.

Veporský príkrov je z dvoch čiastkových príkrovov:

Hronský čiastkový príkrov pozostáva zo staropaleozoických sedimentov a synchronných bazických a kyslých vulkanitov, ktoré boli metamorfované počas starších variských fáz, keď do hronskej série intrudovali granitoidy. V čiastkovom príkrove sú pravdepodobne aj staršie, azda prekambričné, silne dislokované členy, reprezentované žulorulami v okolí Muráňa a na Pohroní.

Kráľovohoľský čiastkový príkrov (spolu s predchádzajúcim ho ako „komplex“ prvýkrát vyčlenil A. Klinec 1964) tvoria granitoidy a ich metamorfický plášť, ktorého časťou je aj séria Hladomornej doliny (A. Klinec 1966) v príkrovovej pozícii nad hronským čiastkovým príkrovom. Dnešná pozícia je zrejme výsledkom až alpínskych pro-

cesov, aj keď staršie, variské príkrovové štruktúry vylúčiť nemožno, lebo vzájomná imbrikácia obidvoch je miestami veľmi výrazná. Alpínska metamorfóza tohto čiastkového príkrovu je všeobecne významná (S. Vrána 1966). Predpokladáme, že alpínska metamorfóza dosiahla stupeň granitizačného pretavenia a následnej intrúzie mobilizátov do prostredia faciie zelených bridlíc až amfibolitovej, vytvárajúc samostatné intrúzie na rozdiel od prevládajúcich variských. Granitoidy intrudovali aj do paleozoickej série Hladomornej doliny, ktorej doteraz neurčitá časť je až stefanského veku (A. Vozárová — E. Planderová 1977).

Veporský príkrov má analógiu v ďalších, doteraz „tatrídnych“ a „jadrových“ pohoriach Západných Karpát. V Branisku a Čiernej hore sú ekvivalenty hrónského a kráľovohoľského čiastkového príkrovu, ktoré voláme čiastkovým príkrovom Slubice (najmä kryštalické bridlice) a bujanovským príkrovom (granitoidy). Aj v Malých Karpatoch sú ekvivalenty hrónského čiastkového príkrovu v peziňsko-perneckej a harmónskej sérii, kráľovohoľského v granitoidoch. Paleozoické horniny metamorfované vo facií zelených bridlíc sú v málo známej iňačovsko-pozdišovskej štruktúre; tie paralelizujeme s hrónským čiastkovým príkrovom. Granitoidy tu pravdepodobne chýbajú alebo sú zastúpené len v podradnom množstve.

Spoločnou črtou týchto spodných juhopenninských príkrovov je v Západných Karpatoch nízka intenzita regionálnej metamorfózy paleozoických súvrství (na rozdiel od austroalpínskych príkrovov), kyslé a draselné deriváty mladovariských granitoidov a intenzívna alpínska metamorfóza, dosahujúca až remobilizáciu tavenín a ich intrúziu do samostatných, malých intrúzií do nízko-metamorfovaného prostredia v paleoalpínskom období (140 — 75 mil. r.)

Nad variskými metamorfity sa usadili prevažne plytkomorské sedimenty (perm — spodná krieda) odrážajúce sedimentáciu na eleváciách. Typická je viac-menej výrazná, ale stále prítomná progresívna metamorfóza mezozoických

súvrství dosahujúca faciú zelených bridlíc. Jednotlivé mladopaleozoicko-mezozoické série v „obalovej“ pozícii na variských metamorfitoch a granitoidoch majú lokálne názvy (séria Veľkého boka — R. Kettner 1959, séria Foederata — P. Rozložník 1935, divínska, hrabkovská, malokarpatská séria — M. Mahel 1967), ale mnoho spoločných črt. Početné znaky plytkomorskej sedimentácie sú najmä v triasových, ale aj v jurských členoch. Najmenej metamorfované série (napr. Veľký bok) pripomínajú pomery v krížňanskom príkrove (A. Biely 1961), čo často zvädzalo lokalizovať domovskú oblasť príkrovu práve tu.

Južnú hranicu veporského príkrovu tvorí lubenícko-margeciánska línia. Pretože mladopaleozoicko-mezozoický pokryv variských metamorfítov veporského aj južnejšieho gemerského príkrovu sú rovnaké a aj variské metamorfity majú mnoho spoločných črt, túto líniu sotva možno pokladať za sutúru, na ktorej bola pohltená domovská oblasť celej sústavy austroalpínskych príkrovov mezozoika (D. Andrusov 1975), ani za severnú hranicu „maďarského medzihoria“.

Gemerský príkrov

Gemerský príkrov predstavuje najvyšší a najvnútornejší penninský príkrov Západných Karpát, na ktorom sa zúčastňuje paleozoikum. Mohutný vývoj staršieho paleozoika azda presahuje až do spodného karbónu. Vrchnokarbónske až vrchnopermské súvrstvia, ktoré tvoria pokryv staropaleozoických sérií gemerského príkrovu, sú vyvinuté v epikontinentálnych faciách a ich najvyššie časti pravdepodobne presahujú do mezozoika. Okrem všeobecne slabej metamorfnej premeny staropaleozoických súvrství, dosahujúcej len miestami amfibolitovej faciie (I. Dianiška — P. Grecula 1979, D. Hovorka et al. 1979), všetky tieto súvrstvia, včítane mezozoických, boli spoločne metamorfované vo facií zelených bridlíc až v amfibolitovej znovu počas paleoalpínskych fáz. Granitoidné telesá sa na gemerskom príkrove zúčastňujú len v malej miere. Nové údaje

o variskom veku častí granitov gemerského príkrovu odstránili predpokladané rozdiely medzi veporským a gemerským príkrovom. Aj remobilizované intrúzie paleoalpínskeho veku v oboch príkrovoch im vtlačajú spoločnú pečat.

Často hľadanú nadväznosť paleozoika gemerského príkrovu a austroalpínskej severnej drobovej zóny či norického alebo veitschského príkrovu na litologicky príbuzné série v Západných Karpatoch doterajšie údaje nepotvrdzujú. Argumentom pre austroalpínsku príslušnosť „*gemericid*“ bol predpokladaný stratigrafický vzťah medzi paleozoickým substrátom a austroalpínskymi mezozoickými vývoji aj v Západných Karpatoch, ako sa to prijíma pre Východné Alpy. Posledné výskumy taký vzťah v gemerskom príkrove vylučujú (J. Mello — M. Pollák 1978).

Iné riešenie, ako v ostatnom čase navrhol H. Kozur — R. Mock (1973) a D. Andrusov (1975), predpokladá stratigrafickú nadväznosť meliatskej série na mladopaleozoický pokryv v gemerskom príkrove. Takej pozícii novodefinovanej meliatskej série odporujú mnohé údaje na juhu gemerského príkrovu a v štítnicko-dobšinskej depresii, kde je meliatska séria všade v príkrovovej pozícii, aj keď v tektonickom podloží austroalpínskeho mezozoika silického príkrovu. Medzi príkrovovými šúpnami meliatskej série a paleozoicko-mezozoickým pokryvom varisky zvrásneného podložia gemerského príkrovu sa tu nachádzajú tektonické šúpniny a príkrovové trosky, na ktorých sa zúčastňujú mezozoické litofácie so zreteľnými penninskými črtami metamorfované za vysokého tlaku a nízkej teploty. Tieto silne imbrikované štruktúry dávame pod spoločný názov príkrov Bôrky. Vyššie a samostatné šúpniny meliatskej série sa odlišujú litofaciálne a neobsahujú vysokotlakové minerálne asociácie.

Príkrov Bôrky

Príkrov Bôrky je samostatným a najvyšším juhopenninským tektonickým elementom v Západných Karpatoch. Voláme ho podľa typického vývoja v okolí

Bôrky. Stratigrafická príslušnosť tmavých slienitých pelitov, slienitých vápencov, rohovcov, bazaltov (tholeiitového zloženia), ultrabázik a vulkanosedimentárnych hornín nie je nateraz známa, ale pravdepodobne reprezentujú vyššie časti mezozoika (jura až spodná krieda?). Horniny príkrovu Bôrky sú metamorfované do vysokotlakových a nízkoteplotných metamorfných asociácií. Typické sú mocné polohy rauvakov a budinovaných šúpin serpentinitu bez stálej stratigrafickej pozície.

Dnešné rozšírenie príkrovu Bôrky je výsledkom mladšieho prekrytia vyššími príkrovmi austroalpínskej proveniencie, ale jeho zvyšky sú takmer v celom gemerskom príkrove. Najkompletnejší vývoj je pozdĺž južného okraja gemerského príkrovu a v štítnicko-dobšinskej depresii.

Litologický vývoj hornín, metamorfné prepracovanie a štruktúrna pozícia tohto príkrovu nás vedú k porovnaniu so štruktúrami piemontského pôvodu v Západných Alpách s podobnými vývoji v penniniku Východných Álp (aj keď tam bez podrobnejšieho členenia).

Pravdepodobné ligúrske jednotky v Karpatoch

Vyššie štruktúrne jednotky penninskej proveniencie v najvnútornejších Karpatoch nie sú. Medzi najvrchnejšie a azda i najvnútornejšie jednotky pochádzajúce zo širokej penninskej paleogeografickej zóny pravdepodobne patrí pásmo flyšových až pieskovo-zlepcových vývojov paleogénu sledujúce vnútorný okraj bradlového pásma na východnom Slovensku, nazývané aj šambronsko-kamenickým pásmom (F. Chmelík 1963). Jeho najstaršie vrstvy sú vrchnolutétske a najmladšie istotne spodnooligocénne a azda až karpatské. Pozícia tejto štruktúry a klastický obsah flyšových sekvencií majú zrejme osobitný význam. Nápadné je nahromadenie fragmentov ultrabázik a detritu pochádzajúceho z deštrukcie serpentinitov a vysokotlakových metamorfitov (R. Marschalko et al. 1976, I. Križani, ústna informácia). Preto šambronsko-ka-

menickú zónu pokladáme za samostatný štruktúrny prvok, nezávislý od centrálnokarpatského paleogénu, ktorého okrajovú faciú a štruktúru zdanlivo vytvára.

Spomenutý klastický obsah vylučuje, aby sa zdroje stotožňovali s austroalpínskymi príkrovmi ako jediným znosovým územím. Predpokladáme, že pri zaplňaní šambronsko-kamenického pásma v čele austroalpínskych príkrovov pokrývali pomerne rozsiahle plochy aj obnažené juhopenninské príkrovy v ich podloží a dodávali typicky penninský detrit do jeho sedimentačnej panvy. Pravdepodobne staršie (vrchnokriedové a spodnopaleogénne) členy tej istej regionálnej štruktúry, ktorá ďalej pokračuje až do debrecínsko-szolnockého pásma v podloží Maďarskej nížiny (K. Szepesházy 1973), predstavuje kričevské a románske súvrstvie na Zakarpatskej Ukrajine v podloží neogénnej panvy (V. G. Sviridenko 1976). Tam je mohutne vyvinutý bazický syngenetický vulkanický sprievod jemnopelitických až pieskovcových litofácií vrchnokriedovo-spodnopaleogénneho veku ďalším významným členom tej istej štruktúry.

Túto doteraz málo známu penninskú jednotku Západných Karpát, ktorá je dnes v príkrovej pozícii pozdĺž vnútorného okraja bradlového pásma, porovnávame s pozíciou ligúrskeho helmintoidného flyšu Západných Álp, ktorého ďaleko presunuté čiastkové jednotky predstavuje flyšový príkrov Simme v Prealpách a relikt v Enbrunais vo francúzskych Západných Alpách (J. Debelmas 1975).

Austroalpínske jednotky Západných Karpát

Medzi austroalpínske jednotky Západných Karpát zaraďujeme spodné príkrovy, pozostávajúce prevažne z kryštalinika, ktoré pôvodne ako „tatrity“ definoval A. Matějka — D. Andrusov (1931), s výnimkou kryštalinika Malých Karpát, a skupinu stredných a vrchných príkrovov, pôvodne nazývaných ako „subtatranské“ (M. Lugeon 1903). Podobne ako vo Východných

Alpách sa dnes podstatná časť bezkoreňových austroalpínskych príkrovov nenachádza aj v karpatskom oblúku externejšie od spodnejších príkrovov penninika.

Doterajšie riešenie paralelizovali kryštalicko-paleozoické jednotky Západných Karpát takmer výlučne s austroalpínikom. Predpokladalo sa, že kryštalinikum je pôvodným fundamentom celého radu superficiálnych „subtatranských“ príkrovov mezozoika. V úsilí zdôrazňovať čiastkové tektonické pozície „subtatranských“ príkrovov a z toho odvodiť ich domovské oblasti sa zaviedli aj názvy ako ultratatrity či fatrikum pre spodné čiastkové príkrovy, ultravepority či hronikum pre stredné a gemerikum pre najvrhnejšie (A. Biely et al. 1968). Ani posledné výskumy tektogenézy nevyriešili a ani nelokalizovali domovské oblasti týchto príkrovov, ktoré, aj keď sú faciálne črtý známe, ostávajú podobne enigmatické ako vo Východných Alpách (porov. H. Bögel in G. Angenheister et al. 1972, s. 369—371).

Dôvody, ktoré sme už uviedli, vylučujú nadväznosť stratigrafických vývojov meliatskej série na paleozoikum gemerského príkrovu, a tým aj možnosť zakoreňovať celú sústavu austroalpínskych príkrovov v domnejšej jazve medzi veporským a gemerským príkrovom alebo paralelizáciu paleozoika gemerského príkrovu s paleozoikom drobovej zóny Východných Álp. Existenciu „gemerskej jazvy“ na lubenícko-margecianskej línii nepotvrdzujú ani geofyzikálne merania.

Spodné austroalpínske príkrovy Západných Karpát

V karpatskej geologickej literatúre do posledných čias silne prežíval názor V. Uhliga a M. Lugeona o autochtónnej povahe kryštalickej masívov centrálnych Karpát. Prvý sa vyslovil v prospech alochtónie, a tým aj pre horizontálny transport kryštalinika M. Limanowski (1913), a to vyčlenením spodnotatranského príkrovu (nappe basse tatrique). Túto možnosť nevylučoval ani D. Andrusov (1968, 1975).

V Západných Karpatoch sú spodné austroalpínske príkrovy vyvinuté pri externom okraji. Treba podotknúť, že pokračujú do kryštalinických štruktúr v podloží panónskej panvy, zasahujúcich v zemplínskom ostrove až na východné Slovensko. Táto grandiózna skupina príkrovov vytvára dnes v dôsledku miopliocénnych pohybov rad hrastí a na otázku, do akej miery sú to individualizované čiastkové príkrovy, ťažko odpovedať. D. Andrusov (1965) sa pokúsil členiť „tatrity“ na čiastkové príkrovy podľa mezozoických „obalových“ facií. Podotýkame, že nové výskumy nás neopravňujú pridŕžať sa všade takého členenia (porov. M. Maheľ 1979c).

Najmladšia metamorfóza kryštalinika je zreteľne variská, lebo metamorfovaný vrchný karbón a perm na ňom ležia transgresívne. Význačné sú všeobecne geantiklinálne črtý facií mezozoika. Hrúbku spodných austroalpínskych príkrovov nad penninskými možno odvodiť zo seizmického obrazu na profile K-III. Ak výrazné seizmické rozhranie medzi Žilínou a Zvolenom, odrážajúce litologické rozhranie na vrchnej hranici kanálu nízkych rýchlostí, stotožníme s plochou nasunutia austroalpínskych príkrovov alebo so stropom metamorfovaného komplexu pennínskych príkrovov, potom má spodné austroalpinikum v Západných Karpatoch hrúbku 5–7 km. Táto interpretácia vychádza z predpokladu, že sa penninské horninové súbory prejavujú nižšou rýchlosťou seizmických vln.

Smerom na V a JV od Vysokých Tatier sa hrúbka všetkých austroalpínskych príkrovov rýchle zmenšuje a austroalpínske príkrovy sú tu iba pri južnom okraji bradlového pásma.

Spodné austroalpínske príkrovy pokračujú do štruktúr kryštalinika pod paleogénno-neogénou výplňou panónskej panvy. Tu sa doteraz v karpatskej geologickej literatúre pričleňovali do „maďarského medzihoria“ (D. Andrusov 1975). Tieto štruktúry predstavujú priame pokračovanie západokarpatských príkrovov a ich príkrovová pozícia je veľmi pravdepodobná.

Zvýšenú a vysokú rýchlosť (6,2–7,0 kms⁻¹) pod kryštalickými sériami

v priestore Turčianskej kotliny a Malej Fatry možno interpretovať aj ako ťažké hmoty. Tie mohli byť do vysokej kôrovej úrovne vyvlečené počas presunu austroalpinika na penninské predpolie. V takom zmysle predstavujú devastovaný a dispergovaný západokarpatský ekvivalent ivrejskej zóny Álp.

Južnou hranicou spodných austroalpínskych príkrovov vo vnútorných Karpatoch je čertovická línia, ktorá počas paleogénnych a sávských pohybov bola transformovaná na druhotný násun juhopenninských jednotiek na vtedy už externejšie spodné austroalpínske štruktúry. Ale to platí iba o superficiálnych častiach karpatskej architektúry, pretože gravitačný a seizmický obraz na profile K-III poukazuje na to, že čertovická línia pokračuje v prípoверхovej podobe s úklonom na JV iba do hĺbky 5–7 km. Hlbšie kôrové rozhranie prípoверхovému priebehu nezodpovedá ani priebehom a je kolmé alebo má strmý a opačný úklon.

Stredné austroalpínske príkrovy Západných Karpát

Stredná skupina bezkoreňových austroalpínskych príkrovov v Západných Karpatoch sa dnes zahŕňa pod názov krížňanský príkrov. Leží v zreteľnej príkrovovej pozícii nad skupinou spodných príkrovov, iba príkrov Vysokej v Malých Karpatoch nad penninskými. Podľa pozície starohorskej štruktúry A. Biely et al. (1968) prisúdili čertovickej línii povahu sutúry, pozdĺž ktorej bola domovská oblasť krížňanského príkrovu pohltená. Domnievame sa však, že aj keď miestami pod čiastkovými príkrovmi sústavy stredných austroalpínskych príkrovov ostali zachované šupiny kryštalinika neobjasnenej príslušnosti, príkrov bol spolu so spodnými austroalpínskymi transportovaný cez penninské pásmo z vnútornejších paleogeografických oblastí a povrchová čertovická línia je iba pokriedovým, sekundárnym prvkom.

Pozícia stredných austroalpínskych príkrovov Západných Karpát je korelovaťelná so strednými austroalpínskymi príkrovmi Východných Álp (spodné

semmerinské a radstatské príkrovy). V Západných Karpatoch skupina vyznieva v humensko-užhorodskej hrasti na východnom Slovensku.

Vrchné austroalpínske príkrovy Západných Karpát

Vrchné austroalpínske príkrovy Západných Karpát predstavuje sústava čiastkových príkrovov chočského príkrovu a sústava najvrchnejších západokarpatských príkrovov v najväčšom plošnom rozšírení, avšak izolovane. Aj ony sa skladajú z veľkého počtu samostatných čiastkových príkrovov.

Čiastkové príkrovy chočského príkrovu majú odlišný litofaciálny vývoj (bieľovážsky, šturecký, havranický, bebravský a i.) a predstavujú aj zreteľne samostatné štruktúry (M. Maheľ 1979a). Dnes majú externú pozíciu nad spodnými a strednými austroalpínskymi príkrovmi. Najvrchnejšie západokarpatské príkrovy (silický, muránsky, stratenský, galmuský, drienocký, strážovský a veterický príkrov) čiastočne pokrývajú aj juhopenninské príkrovy. Litofaciálne rozdiely medzi nimi nie sú také význačné ako v prípade chočského príkrovu. Faciálne pomery mocnej karbonátovej platne najvrchnejších príkrovov majú najviac analógií s vrchnými východoalpínskymi príkrovmi a biohermná sedimentácia v strednom a vrchnom triase určovala distribúciu facií (J. Mello 1975).

Vrchné austroalpínske príkrovy smerom na JZ nadväzujú na vrchné východoalpínske štruktúry, východné ukončenie tvoria reliktu na severnom okraji Braniska a v Humenských vrchoch (R. Marschalko et al. 1976). Novšie vrty zastihli v podloží východoslovenskej panvy mocné strednotriasové dolomity, ktoré by tiež mohli patriť vyznievajúcim vrchným austroalpínskym príkrovom.

Južná hranica vrchných austroalpínskych príkrovov v Západných Karpatoch nie je vyriešená. Podľa J. Mella (1975) faciálne členy mezozoika silického príkrovu sú ešte aj v Rudabánskom po-

horí. Preto južnú hranicu možno viesť pozdĺž línie Darnó, a tak do sústavy najvrchnejších austroalpínskych príkrovov treba začleniť aj mezozoikum severného Maďarska (Budínske vrchy, Pilis, Vértes a Bakony) spolu s výskytmi pod paleogénnymi a neogénnymi depresiami.

Vonkajšia hranica dosahuje v strážovskom príkrove a asi aj na V od Vysokých Tatier južný okraj bradlového pásma na Z a južný okraj šambronsko-kamenickej zóny na V, kde valúny v eocénnych konglomerátoch na lokalite Chmeľov obsahujú typické litologické členy (R. Marschalko et al. 1976).

Podobne ako v Alpách aj v Západných Karpatoch treba zdroj austroalpínskej sústavy príkrovov hľadať oveľa južnejšie od penninskej oblasti, a to iste južnejšie od pravdepodobného východného pokračovania línie Ivrea — Tonale. Pravda, v Západných Karpatoch je táto zóna silne deštruovaná a jej zvyšky sú v ťažkých hmotách na báze najspodnejších príkrovov austroalpinika, kde ich interpretujeme na profile K-III.

Poznámky k tektonickému vývoju

Doterajšie úsilie interpretovať tektonický vývoj Západných Karpát ako dvojfázový, príp. trojfázový, s členením na vrchnokriedovú a oligo-miocénnu etapu, resp. laramskú medzi nimi, pre vnútorné, pieninské a vonkajšie Karpaty na objasnenie osobitostí nepostačuje. Omladenie genézy bradlového pásma (laramské: D. Andrusov 1969) proti pôvodnému predpokladu o existencii „manínskej fázy“ pred albom (D. Andrusov 1956) protirečí pomerom zisteným v celom jeho priebehu, lebo medzi senónskymi a paleogénnymi sedimentmi je tu plynulý prechod, zastieraný len zmenou facií (B. Leško 1960, B. Leško — O. Samuel 1972).

Mezozoické paleogeografické pásma vnútorných Karpát boli zachvátené deformáciami už pred albom. Orogénne, pravdepodobne príkrovové pohyby postihli okrem mezozoickej karbonátovej

platne aj jeho kryštalinicko-paleozoický substrát, ako aj vnútornejšie časti penninskej sedimentačnej oblasti. V dôsledku pohybov sa vytvorené príkrovy transportovali na severné, vtedy tektonicky málo diferencované predpolie. Postupujúce príkrovy deštruovali a dynamicky metamorfovali juhopenninské štruktúry vytvorené počas vrchnojursko-spodnokriedovej etapy (vysokotlakové metamorfity a vápenato-alkalické magmatity). Dnes sú ich relikty v príkrovoch juhopenninských a v podobe „exotických“ valúnov aj v konglomerátoch flyšových a divokoflyšových sekvencií bradlového pásma, kde sa dostali z čiel postupujúcich juhopenninských príkrovov, devastovaných pod ťarchou príkrovov austroalpinika nad nimi (od albu na se-severozápadnom Slovensku až po priabón na severovýchodnom Slovensku).

Svojrázne sedimentačné črty najmä divokoflyšových súvrství a petrografické zloženie valúnov usadzujúcich sa v pozdĺžnom trogu na vonkajšom okraji penninika svedčia o intenzívnej tektonickej aktivite tejto novovytvorenej sedimentačnej oblasti od spodného paleogénu do vrchného lutétu až priabónu (R. Marschalko 1973). Tento sedimentačný priestor oddeľovala od austroalpínskych príkrovov elevácia bradlového pásma, preto sa klasty austroalpínskej proveniencie do tohto flyšu nedostali (R. Marschalko et al. 1976), kým klasty hornín jury, kriedy a montu pochádzajú z devastovanej periférie vlastného sedimentačného bazénu.

Počas pyrenejskej fázy sa dotvorili penninské a austroalpínske príkrovy Západných Karpát, čo podmienilo ich ďalší gravitačný pohyb smerom na S cez bradlové pásmo do oblasti magurského flyšu. Spoločné zvrásnenie severopenninského flyšu magurského príkrovu a bradlového pásma je veľmi zreteľné na východnom Slovensku (M. Książkiewicz — B. Leško o 1959, B. Leško — O. Samuel 1972), kde na intenzívne zvrásnenom vrchnokriedovom až vrchnolutétskom flyši ležia diskordantne iba mierne zvlnené sedimenty vrchnoocénneho až oligocénneho veku.

Bradlovú a magurskú oblasť postihli

potom spolu s južnou časťou silezika až sávske pohyby, ktoré vytvorili príkrovy a nasunuli ich na simultánne aktivizované platformné predpolie. V dôsledku toho zanikla sedimentačná oblasť na juhu silezika. Flyšové príkrovy miestami vyvliekli aj podložné sedimenty mezozoického veku (Štramberk, Pavlovské vrchy).

Podľa interpretácie geofyzikálnych meraní predpokladáme, že podobne ako v Západných Alpách (a čiastočne aj vo východoalpskej oblasti), kde z helvétskych litologických súborov vznikli výrazné príkrovy spolu s kryštalickým podloží, sávske pohyby postihli okrem flyšových súvrství aj ich epiplatformné staršie podložie a vytvorili aj príkrovové štruktúry v Karpatoch. Tieto príkrovy sú dnes pochované pod navršnými penninskými a austroalpínskymi príkrovmi Západných Karpát.

Ďalší gravitačný sklz príkrovov do predpolia pravdepodobne spôsobila zhrubnutá spodná kôra pri styku platformy a navršných príkrovov silezika. Amplitúda pohybov sa prejavila aj v ďalšom postupe penninských a austroalpínskych príkrovov externým smerom. Ich pohyb musel zodpovedať aspoň súčtu zúženiu silezika a severného penninika.

Tiažové pole a ľahšie hmoty indikované aj kanálom znížených rýchlostí pod povrchovými štruktúrami centrálnych Karpát svedčia o ďalekosiahajúcom transporte dvoch vrchných etáží kôry (penninika a austroalpinika) nad aktivizovaný okraj platformy a jej pokryvu.

Bádenské a spodnosarmatské pohyby ovplyvnili predovšetkým externé časti severopenninského flyšu a silezikum. Zvyšky najvnútornejšieho silezika predstavuje asi silne tektonizované pásmo medzi Mikulovom a Těšínom (tzv. lednická zóna), ktoré je v hĺbke hranicou medzi západokarpatskými príkrovmi a autochtónnou platformou. Počas miocénnych pohybov sa sedimenty platformy a ich podložia sformovali do vrás, príkrovov a šupín karpatskej predhĺbne a nepresunuli sa príkrovy silezika rozličnej amplitúdy, dosahujúcej na západe 40 až 60 km (Z. Roth 1974). Počas miocén-

nych pohybov v navíšených penninských a austroalpínskych príkrovoch vznikli len hraste a prepadliny, ale v dôsledku zúženía vonkajších Karpát museli prekonať aj horizontálny posun „en bloc“ spolu s podloží, alpirotypne defor-

movaným okrajom platformy. Distribúcia ľahkých hmôt a ich koincidencia s kanálom nízkych rýchlostí takú interpretáciu podporujú.

Recenzoval A. Gorek

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Seminár o problematike ofiolitov

Na seminári, ktorý usporiadala bratislavská pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti 25. 11. 1979, boli nasledujúce prednášky.

D. Hovorka: Ofiolity — súčasný stav a problémy

Štúdium ofiolitových komplexov je náplňou najmä medzinárodného projektu geologických korelácií č. 39 IUGS/UNESCO (Ophiolites) a pracovných skupín 2.1 a 2.2 Problémovej komisie IX mnohostranných dohôd akademií vied socialistických štátov. Problematike sa však venujú aj početné ďalšie skupiny či jednotlivci.

Po období, keď sa ofiolitové komplexy pokladali za identické s kôrou oceanického typu, sa v posledných rokoch stále viac uplatňujú aj argumenty, že ofiolitové komplexy môžu vznikáť aj v oblastiach ostrovných oblúkov, resp. v zaoblúkových panvách.

Pri interakcii platní oceanického a kontinentálneho profilu nastáva subdukcia oceanickej kôry a zánik ofiolitov v astenosfére alebo subdukcia ofiolitov na platne kontinentálneho typu. V takom prípade sa ofiolity stávajú ich integrálnou súčasťou. Z hľadiska horninovej náplne ofiolitového komplexu sa stále akceptuje členenie na kompletne a nekompletne ofiolity, rozčlenené či metamorfované ofiolity. Termín „iniciálne vulkanity“ nemožno zamieňať s termínom ofiolity, pričom posledné označenie nemožno ani vzťahovať na jeden horninový typ. Ide o skupinové označenie súboru ultramafitov, gabier a vulkanitov charakteristického vystupovania a zloženia.

Š. Bajanič: V. terénna konferencia projektu č. 39 IUGS (UNESCO — Ophiolites) na Cypre v apríli 1979

V dňoch 1.—8. apríla 1979 sa konalo v Nikózii na Cypre medzinárodné ofiolitové sympóziu. Zúčastnilo sa na ňom okolo 250 geológov z 37 krajín. Celé podujatie bolo starostlivo pripravené a zasadania sa striedali s poldňovými a celodňovými exkurziami.

Troodoský ofiolitový komplex, ktorý bol predmetom exkurzií, patrí medzi najlepšie preštudované ofiolitové komplexy sveta a má kompletne zastúpenú asociáciu hornín. Exkurzie viedli cez profily jednotlivých zón ofiolitového komplexu a lokality s mineralizáciou medi, chrómu a azbestu.

Uvedené prednášky mali všeobecný charakter (J. R. Dewey: Postavenie ofiolitov, I. P. Gass: Význam Troodosu pri výskume ofiolitov). Ďalšie zasadania boli venované problematike vlastného troodoského ofiolitového komplexu a ofiolitom vo svete. Odznali aj prednášky hodnotiace ofiolity prakticky zo všetkých aspektov. Organizátori sympózia prisľúbili zverejniť do roka od ukončenia sympózia zborník prednesených príspevkov.