

Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians

(1 obr. v texte)

PAVOL GRECULA — IMRICH VARGA*



Project No. 5
Pre-Variscan and Variscan events
in the Alpine-Mediterranean
mountain belts

Большие пояса нарушений вдоль внутренней окраины Западных Карпат

Несколько более-менее параллельных главных поясов нарушений (дисконтинуит) находится вдоль внутренней окраины Западных Карпат: Раба — рожнявский, Балатон — дарновский, Загреб — земплинский и Требишов — самошский пояс.

Как пояс нарушений называются геофизикально и геологически определённые продольные тектонические зоны, широкие на поверхности 1—2 км, в большинстве погребённые неогенными, палеогенными и даже любой и мезозойскими формациями. На основании геофизикальных дат достигают 5—15 км глубины, хотя оценки угла падения или значимости для отдельных сегментов разные. К этим поясам приурочиваются тела основных и ультраосновных пород либо масс кислого состава. Некоторые даже принимались как глубинные разломы — линеаменты. Некоторые пояса толкуются в последнее время как бывшие зоны субдукции. Пояса нарушений являются рубежами разных структур дотретичных тектонических единиц или рубежом различного фациального развития палеозоя и мезозоя. Выражаются современной сейсмичностью и неотектоническими движениями.

Пояса нарушений проявляются системами параллельных разломов неогенных отложений бассейнов, приуроченных к границам фаций или к изменениям мощностей. Вдоль окраин бассейнов отделяют отложения бассейнов от дотретичных формаций окраин системой разломов активных в неогене. Дотретичные шарьяжные плоскости орогенного пояса Карпат возникли вдоль предшественников этих поясов в палеоальпийское время. Явно, современные пояса нарушений являются наследниками дневных поясов.

Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians

A set of more or less parallel discontinuity belts was delimited along the inner side of Carpathians: the Rába — Rožňava, Balaton — Darnó, Zagreb — Zemplín and Trebišov — Szamos discontinuity belts. Single discontinuities border units of different facial development and of another tectonic

* RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Imrich Varga, Geologický prieskum, 040 51 Košice.

structure in Paleozoic to pre-Upper-Cretaceous sequences. Discontinuity belts predisposed the derivation of subsequent nappe basal surfaces and caused the generation of fault systems in the Neogene basin filling. A strange ("Dinaric") facies belt occurring amidst the Balaton — Darnó and Zagreb — Zemplin discontinuity belts occupies recently the place from where West Carpathian nappes originated during the pre-Upper-Cretaceous time.

Several, more or less parallel, discontinuity belts of the pre-Cenozoic basement occur along the inner side of the Western Carpathians (and fault systems in the Neogene basin filling related to them). These belts are morphostructurally pronounced where the basement outcrops and are reflected in the geophysical field (gravimetric, magnetometric and magnetotellurometric anomalies). Orientation and fabric of different structural stages deviate along these discontinuities. Differences in the tectonic inventory, in the erosion level of the pre-Neogene basement and of the Neogene sequences may be traced along them in different portions of the area.

Some discontinuities were already classified as deep faults or lines, however, this classification principle bored problems as the belts fail to have straight linear course in full length. Proves for long-lived existence of some lines in their recent position were not convincing either. The recent position in different parts results obviously from segmentation reflecting only relics of their original total vertical range and strike-length.

Growing data on the surface geology in pre-Neogene units and results of deep-drilling as well as new geophysical data from the area concerned enabled to delineate these discontinuity belts:

- the Rába — Rožňava discontinuity belt
- the Balaton — Darnó discontinuity belt
- the Zagreb — Zemplin discontinuity belt, and,
- the Trebišov — Szamos discontinuity belt.

Discontinuity belts are geologically and geophysically detected tectonic zones, 1—5 km broad on the surface and having 5—15 km vertical range, however interpretations of dip directions are various. They have changing significance in single areas but they are mostly covered by Neogene, Paleogene and/or Mesozoic units, too. Geophysical and surface geology results proved the existence of basic to hyperbasic masses and rarely of acidic magmatite chambers along these belts what formerly also led to their interpretations as deep-seated faults. Some of them were recently assumed to represent fossil subduction zones with accompanying features (E. Szádeczky-Kardoss 1971, 1975, P. Grecula 1973, T. Zelenka 1973, a. o.). Some of these belts are manifested by recent seismicity (D. Csomor 1967) or by neotectonic movements (L. Bendeffy 1965, 1968).

Main discontinuity belts border different tectonic style in pre-Neogene structures (e. g. shear-folded and nappe style along the northern side of the Rába — Rožňava belt faces open-folded to upthrust deformational pattern along the southern side; P. Grecula 1973). Movements along discontinuities caused different vertical span of similar structural stages along both sides of belts. Discontinuity belts delimit different facial development of Paleozoic to

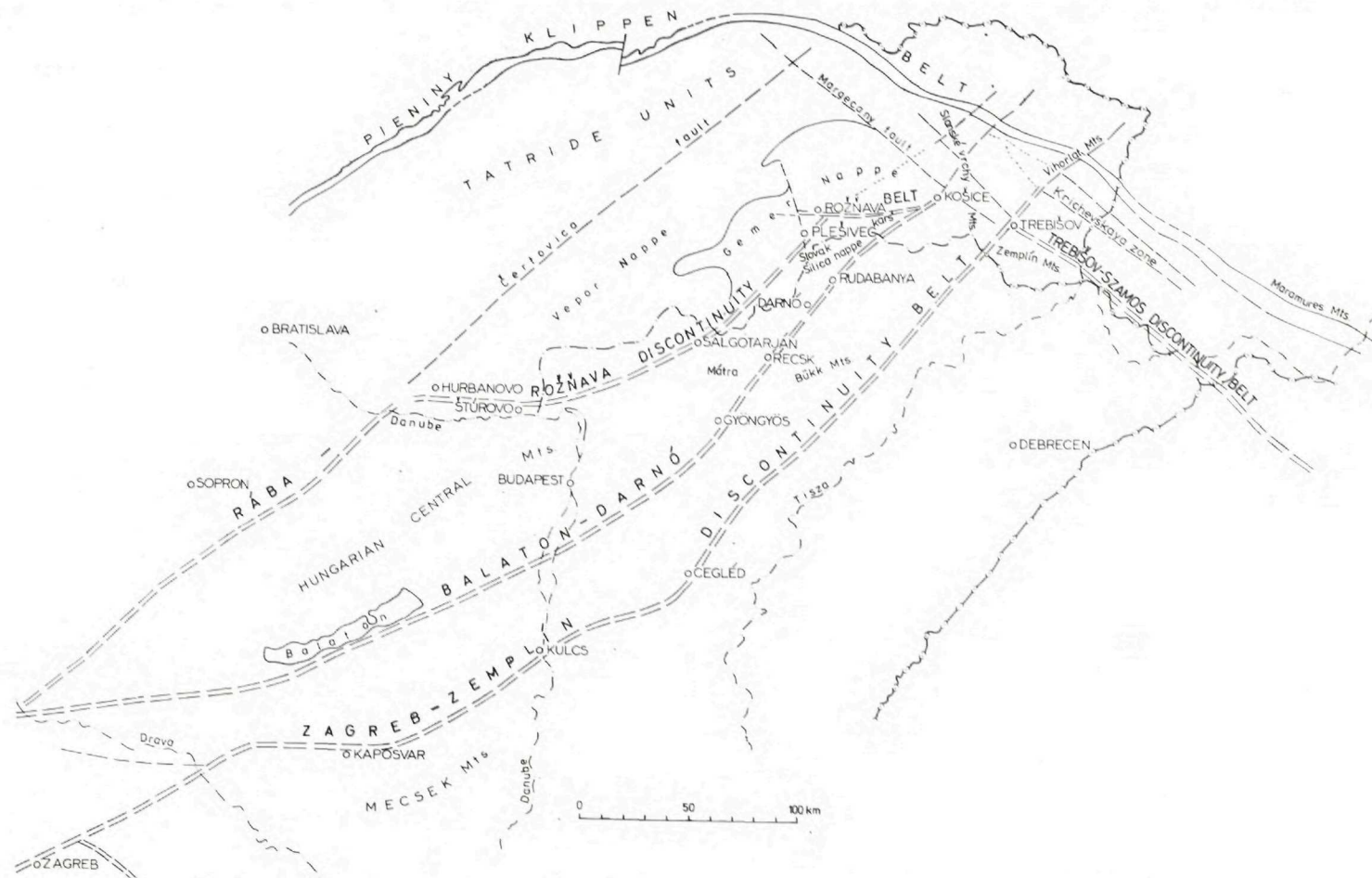


Fig. 1. Sketch map of main discontinuity belts along the inner side of the Western Carpathians
 Obr. 1. Náčrt prieoehu hlavných pásiem diskontinuit na vnútornej strane Západných Karpát

Mesozoic sequences in recent units (M. Maheľ et al 1974) a feature that could have been caused by synsedimentary influences or even by subsequent tectonic movements. As a peculiar symptom, both influences are frequently hardly distinguishable.

In basins covered by Neogene strata, the discontinuity belts are presented by systems of more or less parallel faults (fault systems) along which facial and isopach changes occur in Neogene sediments (L. Körössy 1964, 1970, T. Buday et al. 1969, J. Slávik 1974). In areas where discontinuity belts run along basinal margins limiting basins from surrounding elevations, they are manifested by fault systems active during the Neogene. Dominant nappe basal surfaces of the inner Western Carpathians (D. Andrusov 1968, 1975) derived from precursors of these belts active during the Palealpine epoch (shear zones or belts of crustal subduction). Evidently, the recent discontinuity belts are hereditaries of similar belts originated during older orogenic cycles. Their relics are now incorporated into the architecture of central Western Carpathians.

Peculiarities of single discontinuity belts

The Rába—Rožňava discontinuity belt runs in SW—NE direction roughly from Maribor in Yugoslavia to Hurbanovo in Western Slovakia. It continues to the east through Štúrovo and Salgótarján where turns again to the NE continuing as far as Plešivec in SE Slovakia. By its eastern segment, known between Jelšava and Košice, delimits the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. from the south as the Rožňava line.

In its western portion, the belt delimits crystalline units along the northern side from mainly low-grade metamorphics of Paleozoic age present under Mesozoic sequences along the SE side. Deviations from the common SW—NE trend are due to horizontal and vertical movements during post-Cretaceous time resulting in strike divergency of individual segments. Young strikes of the discontinuity appear in a W—E reorganization of the original course.

Variety in configuration and in the structure are particularly striking along the segment bordering the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. from the south. Outcropping pre-Neogene units enable follow this belt in detail here. Hence, the discontinuity seemingly differs there from other portions and/or belts mainly known only beneath younger formations a fact which led to their believed straight orientation. However, similar features along further discontinuities may be presumed as well.

It follows from the above that the Rožňava line similarly to the portion between Kolárovo and Štúrovo (the Hurbanovo fault system of B. Gaža — M. Beinhauerová 1977) has secondary position with regard to remaining length of the discontinuity and they took over the young orientation of tectonic units in the inner Western Carpathians during the Neogene.

Up to date magneto-telluric measurements in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. proved sharp downward jump of the high resistance horizon in the crust from 4—5 km level along the northern side to 15 km in the Slovak karst area. The transitional zone is very sharp and vertical. Granite bodies of Jurassic — Lower Cretaceous age and related mineralization occur to the

N—NW from the belt whereas their presence on the southern side of the discontinuity is unprovable.

Geosynclinal development of Lower Paleozoic age characterizes tectonic units that recently occupy the NW side of the Rába—Rožňava discontinuity. Huge proportions of synchronous basic and acidic volcanites but only sporadic carbonate sedimentation accompany the overwhelming clastics. A more pronounced carbonate sedimentation together with rare volcanogenous members of Early Paleozoic age were uncovered to the SE from the discontinuity. Striking differences resulted also during the Late Paleozoic development along both sides of the belt. An almost continuous sedimentation of fine clastics and absence of volcanism characterize the SE side of the discontinuity. On the other side, a thick but intermittent sediment accumulation during the Late Paleozoic was accompanied by basic and acidic volcanites originated from paleorifts on the northern side. These volcanites partly join similar products of Lower Paleozoic age. Beds of Carboniferous age lack here mainly in southernmost portions, near to the discontinuity.

Facial boundaries of the Mesozoic and that of younger formations do not occur on the discontinuity. Subsequent nappe movements moved Mesozoic sequences along basal nappe surfaces at their bottom towards the NW. Nappe structures occur within the whole thickness of the crust to the NW from the discontinuity with inner division into partial thrust-folded units. The discontinuity belt itself bears imbricated tectonic pattern, locally klippen-style or fan-like folds occur. Basal nappe surfaces derived from the discontinuity coincide with a sharp jump of the metamorphic degree of Paleozoic and Mesozoic lithologies. The jump is bordered by sliced products of blueschist metamorphism (assemblages with glaucophane a. o.). Dismembered and scattered products of this event were farther tectonically dispersed along the base of Mesozoic nappes (I. Varga 1971, 1978). Prehnite-pumpellyite metamorphic assemblages in Mesozoic and partly even in Paleozoic sequences (P. Árkai 1973) are peculiar for the SE side in partly likewise dispersed lithological units due to subsequent overthrusts.

The Balaton—Darnó discontinuity belt deviates from the Gaialtal line on the SW continuing to the ENE roughly to the SW edge of Balaton lake. Hence it turns to the NE. According to available geological and geophysical data, the belt joins the Darnó line in area of Gyöngyös town (L. Körössy 1964, Gy. Wein 1969, T. Zelenka 1973). In the NE continuation of the discontinuity (through Recsk, Rudabánya and the Bodvy valley), a fault zone occurs beneath the Turnianska kotlina basin in Eastern Slovakia as far as Košice. Hence dislocations run farther from the discontinuity to the NE as far as the Zlatá baňa structure in northern Slanské vrchy Mts. dying out quite on the Pieniny klippen belt. Nevertheless, their manifestations of Miocene age could be found in the flysch Carpathians, too. A Cenozoic overprinting is probable mainly to the NE from Košice.

The discontinuity creates SE border to the Silica nappe Triassic and that of the Hurgarian Central Mts. (arenaceous Lower Triassic sequence over evaporite containing Permian molasse followed by nonvolcanic, shallow-marine and biohermal, Middle to Upper Triassic development where tuffs of the Ladinian are exception to the rule). The sequence continues into epicontinental and

pelagic to neritic development during Jurassic and Lower Cretaceous up to the Cenomanian preserved mainly in the Hungarian Central Mts.

To the contrary, the Paleozoic to Mesozoic development of the Bükk Mts. is present along the SE side of this discontinuity where the epicontinental Upper Paleozoic sedimentation continued without break into the Lower Triassic. Peculiar feature are heavy volcanic manifestations during the Middle and Upper Triassic time, unknown within the Silica nor Gemer nappes on the NW. Jurassic to Lower Cretaceous beds are missing here and but the Gossau development is common for both sides of the discontinuity (K. Balogh 1964). Andesite bodies and subvolcanic intrusions of Eocene age occur along the discontinuity. Granite bodies of Sudetian age without certain continuation towards NE occur along the NW side in Transdanubia. Young nappe overthrusts of Mesozoic units with NW vergencies were ascertained in NE segment of the discontinuity, where marine Late Paleozoic sequences were ascertained in tectonic position beneath the Gemer nappe and above the Čierna hora Mts. units. However, such disposition of the latter development fails to occur along the entire discontinuity. A common representation of sliced ultrabasic bodies is peculiar for the Balaton—Darnó discontinuity itself as for basal nappe surfaces derived from it in the NW segment (I. Varga 1971, 1976).

The Zagreb—Zemplín discontinuity belt runs from Zagreb up to the NW edge of the Zemplín Inselberg in Eastern Slovakia. The discontinuity overprints into the Vrbnica fault system of Neogene age (East Slovakian lowland) continuing beneath the neovolcanic Vihorlat Mts. range. Its SW part embraces the Zagreb—Kulcs line (Gy. Wein 1969). The discontinuity borders Paleozoic to Mesozoic sequences of the Bükk Mts. from the SE side ("Dinaric" facies). Variscan and older crystalline covered by thick carbonaceous molasse of Upper Carboniferous to Permian age, German facies of the Triassic as well as a coal-bearing Lower Jurassic sequence occur along the SE side (B. Géczy 1973). Exemplary developments of the crystalline, that of Paleozoic and Mesozoic members are found in the Mecsek and Zemplín Mts. composing in their recently dismembered shape the extreme portions of an originally more coherent domain.

The discontinuity belt does not keep straight course: segments of SW—NE direction alternate with those having almost W—E orientation. So it is between Dráva flow and Kaposvár in Transdanubia where the change in direction coincides with the transverse Szalatnak fault (M. Kassai 1976) or between Cegléd and Kecskemét in the Danube—Tisza interflow (Á. Juhász 1964, 1971, Gy. Wein 1969).

The Trebišov—Szamos discontinuity belt runs in NW—SE direction limiting East Carpathian units from the area ranged by Soviet authors to the Pannonian median mass. Therefore, it was assigned here as the Peripannonian deep-seated fault (V. G. Sviridenko 1976 a. o.). Contrary to other belts, a more intense compression of units along it are outstanding.

Tectonics of the Transcarpathian pre-Neogene basement (V. G. Sviridenko 1976) allows to presume belts having similar Paleozoic and Mesozoic development also here, as it is between previous discontinuities. Accordingly, the Trebišov—Szamos discontinuity belt may be assumed to a great extent as related to the Zagreb—Zemplín discontinuity but manifesting substantially

different kinetical sense of movements only delimiting the same crystalline and Paleozoic to Mesozoic sequences in the basement towards more external regions. Hence, an analogous belt to the Balaton — Darnó discontinuity, from the paleogeographical and to a certain degree also from tectonic viewpoint, may be expected inside of the pre-Neogene basement along the outer margin of the Krichevskaya zone (V. G. Sviridenko 1976). It follows from the above that a related discontinuity to the Rába — Rožňava belt must be expected still more outwards in the very front of inner East Carpathians, in places of the Pieniny klippen belt (southwesternly from the Marmarosh crystalline). Such correlation of main discontinuity belts may provide explanation for the presence of exotic pebbles in conglomerates along the Klippen belt. Source areas for these conglomerates surely reminded relations known recently along the southern side of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. due to several features common in both areas.

The origin of West Carpathian nappes

According to previous views, the homeland of the Gemer nappe has been sought along the Rába — Rožňava discontinuity belt, in the Pericarpathanian suture (P. Grecula 1973). As it follows from the aforesaid, "Dinaric" facies (lithologies similar to that of the Szendrő and Bükk Mts., e. g. the Meliata group) and "Gemeride" development (a pattern formerly ascribed to the recent Silica nappe) occur between the Rába — Rožňava and Balaton — Darnó discontinuities, both facies in nappe position above Paleozoic developments of the Gemer nappe. Since these both lithologies differ from that of the Gemer nappe proper, the name "Gemeride" appears as superfluous (J. Mello 1959).

Moreover, since but "Dinaric" facies of Late Paleozoic to Mesozoic beds occur along the SE side of the Balaton — Darnó discontinuity, the homeland of the Gemer nappe is to be located into the area between both discontinuity belts. This homeland had to incorporate two related Paleozoic to Mesozoic developments participating both on lower (the Vepor nappe) and upper (the Gemer nappe) composite Alpine nappes in the inner Western Carpathians. Both nappes consist of partial nappe structures having remarkably similar lithological content (the lower partial nappe with abundant basic volcanites and the upper one consisting of overwhelming acidic volcanites and granitoids). A common Palealpine plutonic activity appeared in both nappes but not in other West Carpathian crystalline, the Malé Karpaty Mts. being the sole exception. Crystalline and Paleozoic sequences in the latter have more common features with those of the Vepor and Gemer nappes but not with the "Tatrides" disapproving the qualification until used.

The area between the Balaton — Darnó and the Zagreb — Zemplín discontinuity belts bears peculiar "Dinaric" facies of the Paleozoic to Mesozoic, paleogeographically extraneous for the whole northern branch of the Alpine — Carpathian orogenic belt. The recent position of these lithologies inside of the Carpathians should be not explained by original extension of their sedimentation area into the northern branch. Extensive horizontal displacements dragged them to incorporate tectonic units among the paleogeographically

strange environment. The interpretation of the Alpine system in the frame of lithospheric movements provides a well explanation for the recent state (H. P. Laubscher 1971, A. Bossellini — K. J. Hsü 1973, R. Trümpy 1975, I. Varga 1978). Due to these movements, the "Dinaric" facies recently faces strange facial developments of the northern branch. Imbricated slices of the "Dinaric" development occur even in more northern units transported here during young nappe overthrusts.

Mutual overlapping of tectonically independent structures originated from different paleogeographical environment could explain some until incomprehensible features of the West Carpathian architecture. Repeated nappe overthrusts overprinted lithologies of different paleogeographical origin and thrust far away partial nappes. Hence, units of different origin became mutually imbricated e. g. in the overlier of the Gemer nappe (sequences of the Silica nappe with that of the Meliata group resembling the Bükk Mts.). Such imbrication concerns mainly the uppermost level deformed most intensively during the Neoalpine movements. Such deformations resulted locally in mutual complicated superposition of the Gemer nappe and that of the Bükk Mts. development where Paleozoic beds of the former overthrust Paleozoic to Mesozoic (?) members of the latter (at the NE edge of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.).

It follows from the aforesaid that the paleogeographically strange constituent occurring between the Rába — Rožňava and Zagreb — Zemplín discontinuities occupies the area from which, naturally in other geographical coordinates as are the recent ones, the nappe units of the Western Carpathians derived during the pre-Upper-Cretaceous time. The space behind them occupied "Dinaric" lithologies transported from the southern branch.

Recent relations of "Tatrides", the Vepor and Gemer nappes, that of the Bükk Mts. and of the Križna-, Choč and Silica nappes resulted at least from two, Jurassic — Cretaceous and pre-Upper-Cretaceous, nappe forming events of partly different tectonic sense. These phases produced principal features in the recent nappe structure of inner Western Carpathians. Undeniably, these features were still accomplished by grandiose Neoalpine events during the Neogene till to the Styrian phase. Except for the outer Carpathians, young nappe overthrusts overprinted even the inner Western Carpathians. Influences of single orogenic phases are hardly discernible here due to the lack of criterions and/or data but their influence appears as unquestionable. The process resulted in recent stratification of the whole West Carpathian crust as detected by up-to-date deep seismic sounding data.

Submitted 20. 6. 1979

Review by L. Rozložník

Translated by L. Virág

REFERENCES

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpathen. Slov. akad. vied (Bratislava), 186 p.
 Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. 10th Congress of the CBGA, General proceedings, GUDŠ Bratislava, p. 95—108.
 Árkai, P. 1973: Pumpellyite—prehnite—quartz facies Alpine metamorphism in the

- Middle Triassic volcanic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.* (Budapest), 17/1—3, p. 67—83.
- Balogh, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. *Ann. of the Hung. Geol. Inst.* (Budapest), vol. XVIII, Fasc. 2, p. 243—719.
- Bendeffy, L. 1965: Studies on recent crustal movements. Preprint. 2nd Symposium for the Commis. on recent crustal movements. Aulanko, Finland, 1965, VITUKI, Budapest, p. 20.
- Bendeffy, L. 1968: Contribution to the knowledge on the internal structure of the Pannonian Massif. *Földrajzi Közl.*, (Budapest), XVI. (XCII), 4, p. 289—313.
- Boscellini, A. — Hsü, K. J. (1973): Mediterranean plate tectonics and Triassic paleogeography. *Nature* (London), 244. No. 5412, p. 144—146.
- Buday, T., ed. 1969: Regional geology of Czechoslovakia (in Czech), Akademia, Prague, p. 651.
- Csomor, D. 1967: Opređenje naprazheniy v ochage vengerskogo zemlyetrasleniya 12. 1. 1956. *Ann. Univ. Sci. Budapestinensis, Ser. Geol.* (Budapest), X., p. 3—6.
- Gaža, B. — Beinhauerová, M. 1977: Tectonics of the Neogene in the SE part of the Danubian lowland. *Mineralia slov.*, 9, p. 259—274.
- Géczy, B. 1973: Lemeztektónika és paleogeográfia a kelet-mediterrán mezozoós térségben. MTA X. Oszt. Közlemény (Budapest), 6/1—4, p. 219—225.
- Grecula, P. 1973: The homeland of the Gemic and its metallogenesis. *Mineralia slov.*, 5, p. 221—246. Bratislava.
- Juhász, Á. 1964: Adatok a Duna-Tisza köze É-i részének mélyföldtanához. *Földt. Közl.* (Budapest), 94/2, p. 184—194.
- Juhász, Á. 1971: Tertiäre Vulkanite des Donau-Theiss Zwischenstromlandes. *Földt. Közl.* (Budapest), 101/1, p. 1—2.
- Kassai, M. 1976: Permische Bildungen im nördlichen Vorraum des Villányer Gebirges. *Geol. Hung., Ser. geol.* (Budapest), 17, p. 11—109.
- Körössi, L. 1964: Comparison between the geological structure of the basin regions of Hungary. *Földt. Közl.* (Budapest), 93/2, p. 153—172.
- Körössi, L. 1970: Entwicklungsgeschichte der Neogenen Becken in Ungarn. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* (Budapest), 14/2, p. 421—429.
- Laubscher, H. P. (1971): Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. *Geol. Rundschau* (Stuttgart), 60/3, p. 813—833.
- MaheI, M., ed. 1974: Tectonics of the Carpathians-Balkan regions. Veda, Bratislava, 455 p.
- Marschalko, R. 1975: Depositional environment of conglomerate as interpreted from sedimentological studies (Paleogene of Klippen belt and adjacent tectonic units in East Slovakia). *Náuka o Zeml. Veda* (Bratislava), 10, p. 146.
- Marschalko, R. — Mišík, M. — Kamenický, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszone (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západné Karpaty, Sér. geol.* (Bratislava), 1, p. 7—124.
- Mello, J. 1979: Belong the higher Subatric nappes and the Silica nappe to the Gemic unit? *Mineralia slov.*, 11, 3, p. 279—281.
- Slávik, J. 1974: Volcanism, tectonics and raw materials of the Neogene of Eastern Slovakia and the position of this area in Neoeurope (in Slovak). *Dr. Sci. Thesis, Manuskript — Slovak Acad. Sci.* Bratislava, 341 p.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geological structure of the Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian depression. *Mineralia slov.*, 8, p. 395—406.
- Szádeczky-Kardos, E. 1971: Theses on the study introducing a discussion entitled "The Carpathian-Dinaride area from the point of view of the new global tectonics". *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* (Budapest), 14/1, p. 82.
- Szádeczky-Kardos, E. 1975: 1975: The belts of subduction in the Carpathian-Pannonian/Dinaride area. In: *Tectonic problems of the Alpine system*. Veda, Bratislava, p. 69—86.
- Trümpy, R. 1975: On crustal subductions in the Alps. In: *Tectonic problems of the Alpine system*. Veda, Bratislava, p. 109—120.
- Varga, I. 1971: Relations of the Lubeník—Margecany overthrust line, Rožňava reverse fault and Štítnik slip fault. *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 57, p. 223—229.
- Varga, I. 1976: Interactions of lithospheric blocks from the viewpoint of the

- Gemeric development. In: Czechoslovak geology and the global tectonics. Proceedings of a Symposium, Smolenice—Bratislava, p. 83—86 (in Slovak).
- Varga, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 10, 5, p. 385—441.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* (Budapest), 13/1, p. 399—436.
- Zelenka, T. 1973: New data on the Darnó megatectonic zone. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* (Budapest), 17/1—3, p. 155—162.

Hlavné pásma diskontinuít na vnútornej strane Západných Karpát

PAVOL GRECULA — IMRICH VARGA

Niekoľko viac-menej paralelných pásiem diskontinuity v predterciérnom podloží a zlomové systémy, ktoré ich sledujú v neogénnej výplni panví, sa vyskytuje pozdĺž vnútornej strany orogénneho pásma Karpát. Pásma sú morfoštruktúrne výrazné tam, kde podložie vychádza na povrch, a odrážajú sa v geofyzikálnych poliach (gravimetrické, magnetometrické a magnetotelurické anomálie). Orientácia a štruktúra rozličných štruktúrnych etáží sa na týchto diskontinuitách menia a rozdiely v tektonickom inventári a v erozívnom zreze predneogénneho podložia a neogénu možno pozdĺž nich sledovať v rozličných častiach tejto oblasti.

Niektoré z diskontinuít sa už kvalifikovali ako hlbinné zlomy a línie, aj keď to bolo problematické, pretože nemajú lineárny priebeh v celej dĺžke a ani dôkazy o ich dlhotrvajúcej existencii v súčasnej pozícii nie sú presvedčivé. Ich súčasná pozícia v rozličných častiach je výsledkom segmentácie pôvodne omnoho väčšieho vertikálneho dosahu a dĺžky.

Zhromažďujúce sa údaje povrchovej geológie predneogénnych jednotiek a výsledky hlbinného vrtnania spolu s geofyzikálnymi údajmi z oblasti umožnili vymedziť tieto pásma diskontinuít: rábsko-rožňavské, balatonsko-darnóske, záhrebsko-zemplínske a trebišovsko-samošské.

Tieto pásma diskontinuity sú geofyzikálne a geologicky zistenými tektonickými zónami širokými na povrchu 1—5 km a majúcimi 5—15 km vertikálny dosah, aj keď interpretácia smeru sklonu je rozličná. V jednotlivých úsekoch majú menlivý význam, ale väčšinou ich prikrývajú neogénne, paleogénne alebo aj mezozoické jednotky. Geologické a povrchové geofyzikálne výsledky dokázali existenciu bazických až ultrabazických plutonických hornín a vzácne aj kyslých magmatitov pozdĺž pásiem, a preto sa pásma interpretovali aj ako hlbinné zlomy. Niektoré sa v poslednom období pokladajú za fosilne subdukčné zóny so sprievodnými prejavmi (E. Szádeczky-Kardoss 1971, 1975, P. Grecula 1973, T. Zelenka 1973 a i.). Niektoré z pásiem sa prejavujú recentnou seizmicitou (D. Csomor 1967) alebo neotektonickými pohybmi (L. Bendeffy 1965, 1968).

Tieto význačné pásma diskontinuít ohraničujú odlišné tektonické štýly predneogénnych štruktúr (napr. vrásovo-prešmyková a prikrovová stavba severne od rábsko-rožňavského pásma voči otvoreným vrásam s prešmykmi na J od neho, P. Grecula 1973). Spôsobili aj odlišnú hĺbku porovnateľných štruktúrnych etáží na oboch stranách pásma. Pásma diskontinuít ohraničujú odlišné

faciálne vývoje paleozoika a mezozoika v súčasných štruktúrach (M. Maheľ et. al. 1974), javu, ktorý mohli spôsobiť synsedimentárne prejavy pozdĺž pásma alebo aj následné tektonické prejavy. Je zvláštne, že znaky obidvoch spomenutých vplyvov často nemožno odlišiť.

V oblasti neogénnych panví sa pásma diskontinuit prejavujú prítomnosťou viac-menej paralelných zlomov (zlomových systémov), na ktorých sa menia fácie alebo mocnosť neogénu (L. Körössy 1964, 1970, T. Buday et al. 1969, J. Slávik 1974). V miestach, kde pásma diskontinuit prebiehajú pozdĺž okrajov panví a obmedzujú panvy od susedných elevácií podložia, ich reprezentujú zlomové systémy, ktoré boli aktívne počas neogénu. Význačné príkrovové plochy nachádzajúce sa v predneogénnych formáciách Západných Karpát (D. Andrusov 1968, 1975) sa rovnako odvodili z predchodcov týchto diskontinuit v paleoalpínskom období (zóny prešmykov alebo pásma kôrových subdukcií). Dnešné pásma diskontinuit sú zrejme dedičmi podobných pásiem starších orogénnych cyklov a ich relikty sa začlenili do tektonických jednotiek vnútorných Karpát.

Osobitosti pásiem diskontinuity

Rábsko-rožňavské pásmo diskontinuity prebieha v smere JZ—SV zhruba od Mariboru v Juhoslávii po Hurbanovo na západnom Slovensku. Od Hurbanova pokračuje cez Štúrovo a Salgátörján na V a tam sa opäť stáča na SV a pokračuje až po Plešivec na juhovýchodnom Slovensku. Svojím východným segmentom, známym medzi Jelšavou a Košicami, ohraničuje Spišsko-gemerské rudohorie od J ako rožňavská línia.

V západnej časti pásmo ohraničuje kryštálické jednotky na severozápadnej strane najmä od epimetamorfovaných paleozoických sekvencií pod mezozoickými súvrstviami na JV od pásma. Odklony od všeobecného (JZ—SV) priebehu sú výsledkom pokriedových horizontálnych a vertikálnych pohybov, ktoré spôsobili divergenciu segmentov. Mladé štruktúrne smery pásma sa prejavili východozápadnou reorganizáciou pôvodného priebehu.

Rozdiely v konfigurácii a v priebehu takého segmentu (omladeného) sú osobitne výrazné pozdĺž južného okraja Spišsko-gemerského rudohoria, lebo predneogénne jednotky sa tu vynárajú a umožňujú detailné sledovanie pásma. Preto sa diskontinuita od ostatných pásiem, známych hlavne pod mladými formáciami, zdanlivo odlišuje. Aj tento fakt prispel k domnienke o ich priamočiarom priebehu. Pritom však rovnaký charakter ostatných pásiem diskontinuit možno predpokladať.

Z uvedeného vychodí, že rožňavský segment (rožňavská línia), ako aj segment medzi Hurbanovom a Štúrovom (hurbanovský zlomový systém B. Gažu — M. Beinhauerovej 1977) sú vo vzťahu k ostávajúcím častiam pásma v druhotnej pozícii a nadobudli orientáciu mladých, neogénnych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát.

Najnovšie magnetotelurické merania na J Spišsko-gemerského rudohoria preukázali náhly pokles vysokoodporového horizontu v kôre z 4—5 km úrovně na 15 km v oblasti Slovenského krasu. Prechodná zóna je veľmi ostrá a vertikálna. Na S a SZ od pásma sa nachádzajú jursko-kriedové granity a mineralizácia, kým na J a JV sa ich prítomnosť nedá dokázať.

Tektonické jednotky, ktoré sú dnes na severozápadnej strane rábsko-rožňavského pásma diskontinuity, charakterizuje geosynklinálny vývoj staršieho paleozoika s veľkým množstvom synchronných bazických a kyslých vulkanitov a len so sporadickou karbonátovou sedimentáciou (olistolity ?). Na rozdiel od toho sa na JV od pásma diskontinuity zistili staropaleozoické vývoje s častejšou karbonatickou sedimentáciou a iba so vzácnymi vulkanickými prejavmi. Vrchnopaleozoický vývoj na juhovýchodnej strane charakterizuje takmer úplný sled a nevulkanické fácie. Mohutný vrchnopaleozoický vývoj na druhej strane je prerušovaný (miestami, hlavne na juhu vrchný karbón chýba) a je správaný bazickým aj kyslým vulkanizmom, ktorý vznikol v paleoriftoch. Tieto vulkanity čiastočne nadväzujú na obdobné prejavy staropaleozoického obdobia.

Faciálne hranice mezozoika a mladších formácií sa pozdĺž tejto diskontinuity v dôsledku mladších príkrovových pohybov nenachádzajú. Príkrovové presuny prebehli pozdĺž bázy mezozoika s veľkými presunmi severozápadnej vergencie. Orogénne pásmo sa na severozápadnej strane diskontinuity prejavuje príkrovovým štýlom stavby celej kôry s vnútorným členením do čiastkových prešmykovovrásových jednotiek. Samotná diskontinuita má imbrikovanú tektonickú štruktúru, lokálne s bradlovým štýlom alebo s vejárovitými vrásami. Príkrovové bazálne plochy, odvodené z pásma diskontinuity, koincidujú s náhlým metamorfným skokom v predmezozoických a čiastočne aj v mezozoických jednotkách. Tento skok ohraničujú produkty metamorfnej fácie vysokého tlaku a nízkej teploty (asociácie s glaukofánom a i.). Segmentované a rozptýlené produkty metamorfózy boli tektonicky ďalej transportované na báze mezozoických príkrovov do vnútra centrálnych Západných Karpát (I. Varga 1976, 1978). Metamorfne asociácie prehnitovo-pumpellyitového typu v mezozoiku a čiastočne aj v paleozoiku (P. Árkay 1973) sú charakteristické pre juhovýchodnú stranu pásma, čiastočne s podobne rozptýlenými prejavmi v dôsledku mladších tektonických pohybov.

Balatonsko-darnóske pásmo diskontinuity vybieha z línie Gailtal na JZ a prebieha smerom VSV približne po juhozápadný roh Balatonu, kde sa stáča na SV. Pásmo sa napája na darnósku líniu (líniu Darnó) v oblasti mesta Gyöngyös (L. Körössy 1964, Gy. Wein 1969, T. Zelenka 1973). V severovýchodnom pokračovaní diskontinuity (cez Recsk, Rudabáňu a údolie Bodvy) je zlomové pásmo pod Turnianskou kotlinou až po Košice. Odtiaľ prebiehajú dislokácie ďalej na SV až do okolia Zlatej Bane v Slanských vrchoch a vyznievajú až na pieninskom bradlovom pásme. Treba však poznamenať, že ich miocénne prejavy možno nájsť aj vo flyšových Karpatoch. Terciérne prepracovanie je veľmi pravdepodobné najmä na SV od Košíc.

Táto diskontinuita tvorí juhovýchodnú hranicu triasového vývoja silického príkrovu a Maďarského stredohoria (piesčité spodný trias nad permskou molasou s evaporitmi a plytkomorský stredný až vrchný trias s prevažnou biohermnou sedimentáciou, kde sú ladinské tufy výnimkou z pravidla), pokračuje epikontinentálnym a pelagicko-neritickým vývojom jury — spodnej kriedy až do cenomanu, zachovaného hlavne v Maďarskom stredohorí.

Na rozdiel od silického triasu sa na juhovýchodnej strane diskontinuity nachádza paleozoicko-mezozoický vývoj Bukových vrchov, v ktorých sedimentácia epikontinentálneho vrchného paleozoika pokračovala bez prerušenia do spodného triasu. Zvláštnosťou je mohutný vulkanizmus v strednom a vrchnom

triase, neznámy v silickom vývoji ani v gelnickom príkrove. Jursko-spodnokriedové súvrstvia tu chýbajú a až gosauský vývoj je spoločný na oboch stranách pásma (K. Balogh 1964). Telesá andezitu a subvulkanické intrúzie sa vyskytujú pozdĺž pásma. Sudetské granitoidy s neurčitým severovýchodným pokračovaním sú pozdĺž severozápadnej strany v Zadunajsku. Mladé príkrovové presuny mezozoika so severozápadnou vergenciou sa zistili v severovýchodnom segmente, kde sa morský vývoj mladšieho paleozoika zistil v tektonickej pozícii v podloží gemerského príkrovu a nad jednotkami Čiernej hory. Všeobecná prítomnosť ultrabázických telies je osobitosťou balatonsko-darnóskeho pásma, ako aj bazálnych príkrovových plôch odvodených z neho v severovýchodnom segmente (I. Varga 1971, 1978).

Záhrebsko-zemplínske pásmo diskontinuity prebieha od okolia Záhrebu až po severozápadný roh Zemplínskych vrchov na východnom Slovensku. Diskontinuita sa kopíruje vo vrbnickom zlomovom systéme Východoslovenskej nížiny a pokračuje pod Vihorlat. V juhozápadnej časti je identická s líniou Záhreb—Kulcs (Gy. Wein 1969). Diskontinuita ohraničuje od JV paleozoicko-mezozoické vývoje Bukových vrchov („dinárske“ fácie). Hercýnske a staršie kryštalinikum, pokryté mocnou uhľonosnou vrchnokarbónsko-permskou molasou a triasom germánskej fácie sledovaných uhľonosnou spodnou jurou, sa nachádza na JV od pásma (B. Géczy 1973). Charakteristické vývoje kryštalinika, paleozoika a mezozoika sú v Mecseku a Zemplínskych vrchoch, vytvárajúcich aj v dnešnom prerušenom pásme koncové členy pôvodne súvislejšej zóny a manifestujúcich spoločný vývoj až po alpínske orogénne fázy.

Táto diskontinuita nemá priamočiary priebeh: segmenty smeru JZ—SV sa striedajú s inými, takmer orientácie V—Z. Tak je to medzi Drávou a Kaposvárom v Zadunajsku (kde zmena smeru koinciduje s priečnym hlbokým zlomom Szalatnak; M. Kassai 1976) alebo medzi Dunajom a Tisou, medzi mestami Kecskemét a Cegléd (Á. Juhász 1964, 1971, Gy. Wein 1969).

Trebišovsko-samošské pásmo diskontinuity prebieha v smere SZ—JV a ohraničuje východokarpatské jednotky od oblasti, ktorú sovietski autori začleňujú do panónskeho masívu. Diskontinuitu označujú ako pripanónsky hlbinný zlom alebo pásmo pripanónskeho hlbinného zlomu (G. V. Sviridenko 1976). Oproti ostatným pásmam diskontinuity sú prejavy podstatne silnejšej kompresie v tomto pásme výrazné.

Tektonika predneogénneho podložia zakarpatského neogénu (G. V. Sviridenko 1976) dovoľuje predpokladať podobné pásma paleozoicko-mezozoických vývojov aj v tomto podloží, ktoré sme stručne uviedli medzi predchádzajúcimi diskontinuitami. Preto sa trebišovsko-samošské pásmo diskontinuity môže vo veľkej miere porovnávať so záhrebsko-zemplínskym pásmom, avšak s úplne odlišným kinematickým zmyslom pohybov, obmedzujúcich len totožné kryštalickomezozoické jednotky v podloží voči externejším jednotkám. Potom analogické pásmo balatonsko-darnóskemu z paleogeografického a do istej miery aj z tektonického hľadiska možno očakávať vnútri predneogénneho podložia zakarpatskej panvy na vonkajšom okraji kričevskej zóny (G. V. Sviridenko 1976). Z uvedeného vyplýva, že diskontinuita príbuzná rábsko-rožňavskému pásmu prebieha ešte externejšie vo Východných Karpatoch, tam, kde

centrálnokarpatské jednotky ohraničuje pieninské bradlové pásmo (na JZ od marmarošského kryštalinika). Takáto korelácia pásiem diskontinuity môže vysvetliť aj prítomnosť exotického materiálu v konglomerátoch pieninského bradlového pásma, ktorých zdrojové oblasti iste pripomínali pomery na juhu Spišsko-gemerského rudohoria, pretože mnohé znaky sú spoločné (R. Marschalko 1975, R. Marschalko et al. 1976).

Pôvod západokarpatských príkrovov

Podľa doterajších predpokladov možno domovskú oblasť gemerského príkrovu lokalizovať pozdĺž rábsko-rožňavského pásma diskontinuity (v tzv. perikarpatskej sutúre; P. Grecula 1973). Z predchádzajúcej charakteristiky je zrejmé, že v celej oblasti medzi rábsko-rožňavským a balatonsko-darnóskym pásmom diskontinuity sú nad paleozoickým vývojom gemerského príkrovu v presunutej pozícii „dinárske“, ako aj „gemeridné“ (dnešný silický príkrov) vývoje mezozoika a paleozoika. Pretože sa obidve od vývoja v gemerskom príkrove odlišujú, názov „gemeridný“ sa stáva zbytočným (J. Mello 1979).

Keďže však na JV od balatonsko-darnóskeho pásma diskontinuity sú len „dinárske“ fácie, domovskú oblasť alpského gemerského príkrovu treba lokalizovať medzi obidvoma diskontinuitami nezávisle od silického príkrovu. Táto oblasť zahŕňala zdrojovú oblasť dvoch príbuzných paleozoiko-mezozoických vývojov vnútorných Karpát, ktoré sa dnes zúčastňujú na stavbe spodnejších (veporský príkrov) aj vrchnejších čiastkových príkrovových jednotiek (gemerský príkrov). Obidva príkrovy sa členia na čiastkové príkrovy s pozoruhodne podobným litologickým obsahom (spodné s bázikami a vrchné s prevahou kyslých vulkanitov a granitoidov). Aj paleoalpínska plutonická činnosť sa uplatnila spoločne v oboch príkrovoch a neprejavila sa v ostatnom kryštaliniku Západných Karpát, okrem Malých Karpát, kde paleozoikum a kryštalinikum má omnoho viac spoločných črt s veporským a gemerským príkrovom ako s „tatridnými“ vývojmí, medzi ktoré nepatrí.

Oblasť medzi balatonsko-darnóskym a záhrebsko-zemplínskym pásmom diskontinuity má osobitné „dinárske“ fácie paleozoika a mezozoika, paleogeograficky cudzie pre celé severné krídlo alpskokarpatského pásma. Ich súčasnú pozíciu v karpatskom orogéne nemožno vysvetliť zasahovaním odlišných paleogeografických oblastí do severného krídla. Rozsiahle horizontálne presuny boli príčinou ich zavlečenia do prostredia, ktoré je paleogeograficky cudzie, z pôvodne podstatne južnejších zón. Takáto interpretácia je v súhlase s interpretáciou alpskej tektoniky vo svetle litosferických pohybov (H. E. Laubscher 1971, A. Bossellini — K. J. Hsü 1973, R. Trümpy 1975). Výsledkom týchto pohybov sú „dinárske“ fácie, obmedzené z každej strany paleogeograficky cudzími elementmi severného krídla. Imbrikované šupiny južného vývoja sú dnes aj v severnejších pásmach, kam ich zavliekli mladé príkrovové presuny.

Vzájomné prekrytie tektonicky nezávislých štruktúrnych jednotiek, ktoré vznikli v odlišných paleotektonických podmienkach, môže vysvetľovať doteraz nepochopené osobitosti stavby Západných Karpát. Opakované príkrovové pohyby spoločne postihli jednotky rozličných paleogeografických pásiem a viedli

k ďalekosiahajúcim presunom čiastkových príkrovov. Preto sú paleogeograficky odlišné časti imbrikované v nadloží gemerského príkrovu (silické a bukovské mezozoikum). Týka sa to hlavne vrchnej, mladoalpínsky najintenzívnejšie postihnutej časti. Proces miestami vyústil až do vzájomnej komplikovanej superpozície gemerského príkrovu a štruktúr s bukovským vývojom, kde paleozoikum gemerského príkrovu je až v príkrovovej pozícii nad mladopaleozoicko-mezozoickými (?) členmi bukovského vývoja (napr. v severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria).

Z uvedeného vychodí, že cudzí paleografický prvok medzi rábsko-rožňavským a záhrebsko-zemplínskym pásmom diskontinuity vyplňa dnes priestor, z ktorého vyšli západokarpatské príkrovové jednotky pred vrchnou kriedou. Priestor po nich zaplnila paleogeografická cudzia jednotka zavlečená sem z južných paleogeografických pásiem.

Vzájomné vzťahy „tatrídnych“, veporsko-gemerských, bukovských a križňansko-silických jednotiek sú výsledkom prinajmenej dvoch, jursko-kriedových a predvrchnokriedových príkrovových fáz čiastočne odlišnej vergencie. Tieto fázy vytvorili hlavné črty súčasnej príkrovovej stavby vnútorných Západných Karpát, ktoré sa nesporne dotvorili počas grandióznych príkrovových presunov počas paleogénu a neogénu až po štajerskú fázu. Okrem vonkajších Karpát sa mladé príkrovové procesy prejavili veľmi intenzívne aj vo vnútorných Karpatoch. Odlíšiť tu jednotlivé fázy je pre nedostatok kritérií alebo údajov nateraz ťažké, ale ich pečať je nepochybná. Ako o tom svedčia najnovšie hlbinné seizmické merania, ukončili vznik superponovanej plástovej stavby v celej mocnosti kôry Západných Karpát.