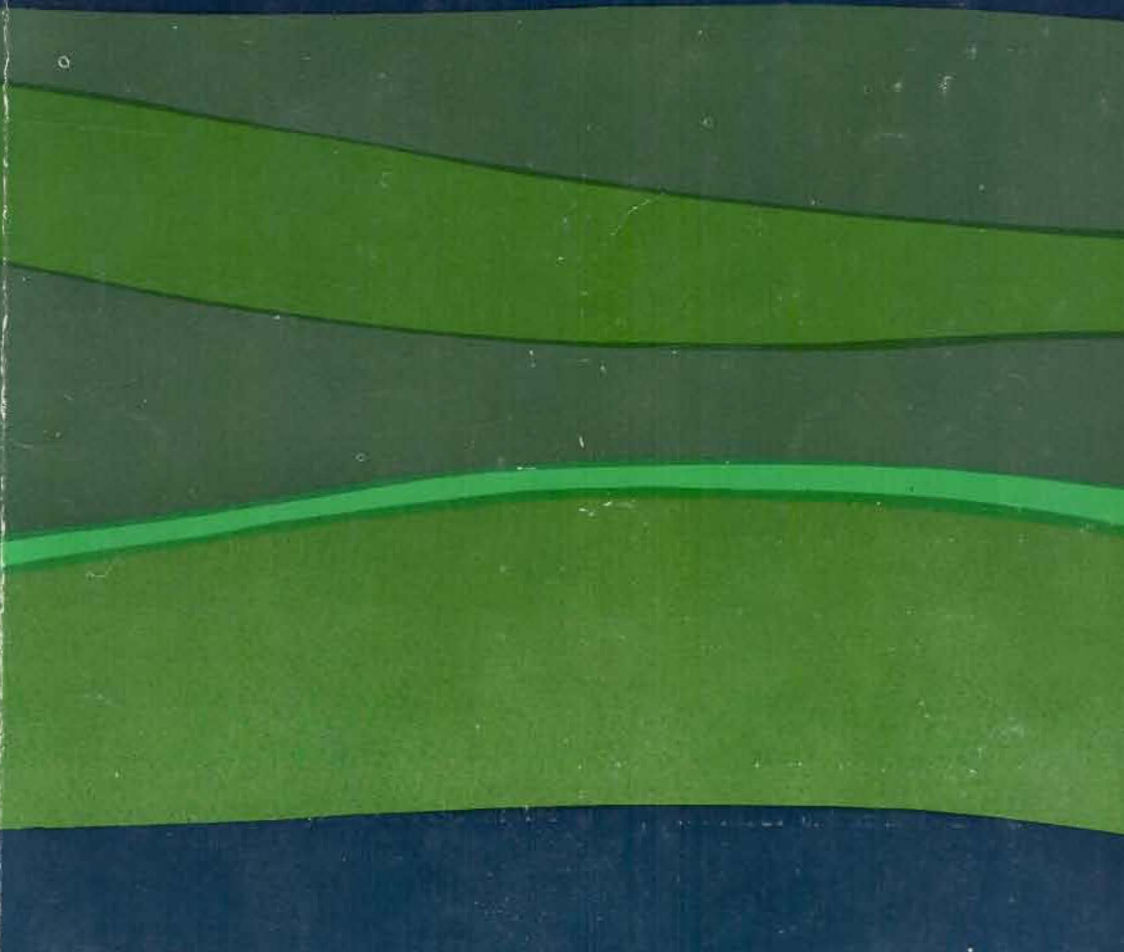
MINERALIA SLOVACA

12 1980 2



MINERALIA SLOVACA

Vol. 12
(1980)
No 2
97—192

Casopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological-research organizations

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GRECULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA:

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAŠ
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav CAMBEL
RNDr. Jozef ČVERČKO, CSc.
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEĽ
Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc.
prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY
RNDr. Ivan ŠARÍK
RNDr. Pavol TKAČIK
Ing. Milan ŤAPÁK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH **CONTENTS**

PÔVODNÉ PRÁCE — ORIGINAL PAPERS

Bartolomej Leško — Imrich Varga

Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance **97**

Alpské prvky v stavbe Západných Karpát a ich význam

Ján Ilavský — Miroslav Slavkay

Súčasná metalogenetická terminológia **131**

The contemporaneous metallogenetic terminology

Lubomil Pospíšil — Miroslav Filo

Centrálne tiažové minimum Západných Karpát a jeho interpretácia **149**

The West Carpathian central gravity minimum and its interpretation

Anna Lajčáková

Mineralogicko-petroštruktúrne štúdium perlitov v stredoslovenských neovulkanitoch **165**

Mineralogical and petroctructural appraisal of perlite occurences in the Middle Slovakian neovolcanic area

SPRÁVY — REPORTS

Jozef Václav

K otázke vnútrožilnej metasomatózy hydrotermálnych žíl v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria **177**

To the problem of intra-vien metasomatism on hydrothermal ore veins in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Mineralia slov.
12, *(1980), 2, 97—130*

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-сеисмических профилей, позволили предложить новое тектоническое подразделение Западных Карпат. Впервые установлены Карпатские эквивалентные структуры отвечающие Гельветику, Пеннинику и Австроальпинику. 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 reckognized. 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 concept 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 overcomed 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 consits of nappe units of the foredeep and structural groups of the marginal and central flysch Carpathians originally defined already by J. N o w a k (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. P r e y 1975) led us to assimilate the sedimentation area of the Silesic into a paleographic 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 overthrusted 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 activized 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 klippes 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 consits 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-

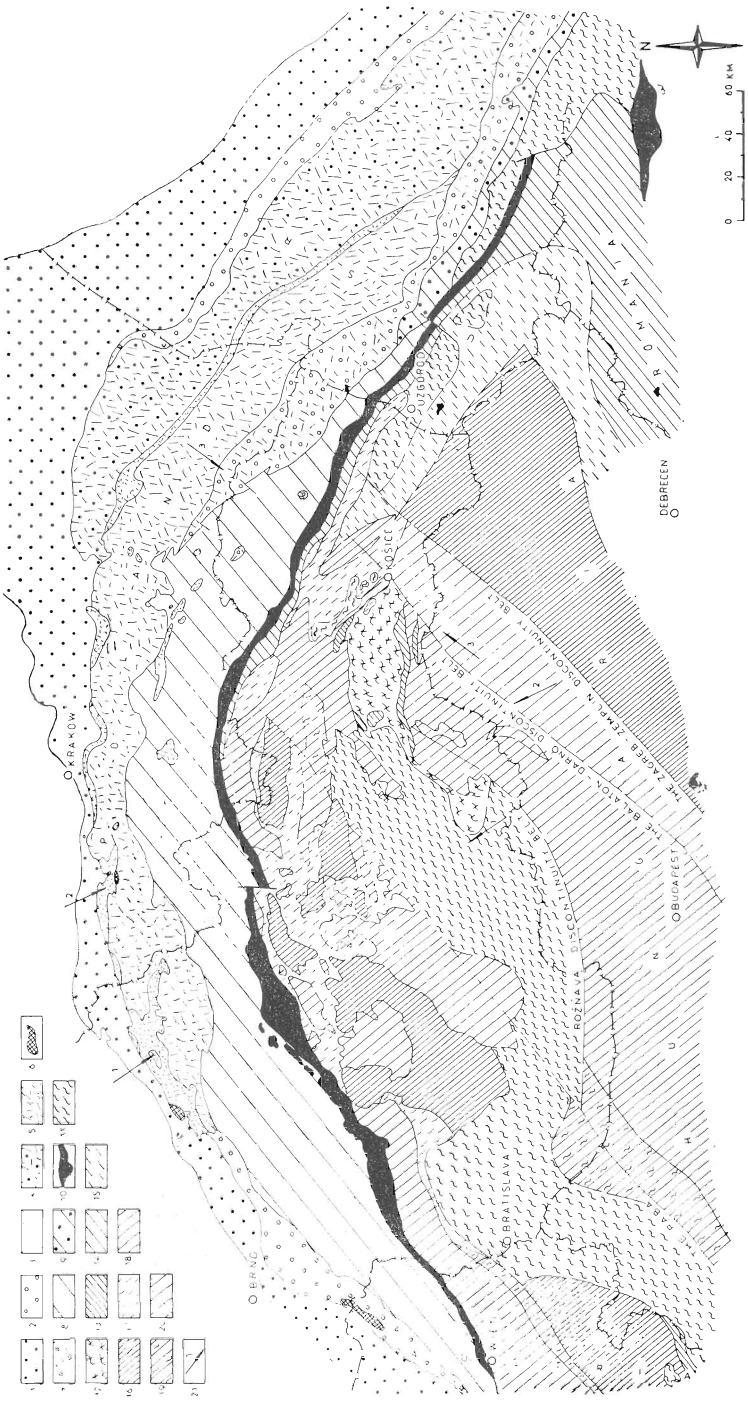
ternal West Carpathian nappes during the latest stages of the Alpine tectogenesis.

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 "miogeosynclinal" 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. T r ü m p y 1976, Fig. 2 and R. C o m p a g n o n i 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, Ždánice, 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 Krichevo 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 — slabo zvrásnená neogénna molasa platformného pokryvu. *Silezikum Západných Karpát:* 2 — vnútorné jednotky predhlbne, neogénna molasa, paleogén až mezozoikum platformného pokryvu; pouzdřanský, ždánický, stebnický príkrov a i., 3 — podsliezsky príkrov, 4 — skolský príkrov, 5 — sliezsky príkrov, 6 — vyvlečené útržky jury až spodnej kriedy na báze sliezskeho a podsliezskeho príkrovu, 7 — dukliansky a čiernohorský príkrov. *Severopenninské príkrovy Západných Karpát:* 8 — magurský príkrov, 9 — porkulecký, rachovský a ceahlăuský 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. *Austroalpínske príkrovy Západných Karpát:* 16 — spodné austroalpínske príkrovy, 17 — stredné austroalpínske príkrovy, 18 — vrchné austroalpínske 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


N
0 20 40 60 KM
UZGOROD
KOŠICE
DEBRECEN
KRAKÓW
BRNO
BRATISLAVA
BUDAPEST
THE ZAGREB-ZEMPLIN DISCONTINUITY BELT
THE BALATON-DARNO DISCONTINUITY BELT
ROŽŇAVA DISCONTINUITY BELT
ROMANIA

subdivision into mio- and eugeosynclinal 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 occured 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 paleogeographic 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 calcalcaline volcanoplutonic activity in the Alpine Penninic domain and its presence in the Western Carpathians is a specific feature of the latters 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 Rhenodanubian 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 Rhenodanubian flysch immediately beneath the Vienna basin. Eastwards it becomes very extensive along the whole arch of the Western Carpathians. The large Magura nappe is overthrusted 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 externly 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 Paleoalpine subduction zone (Varga 1978), its accretion prism and of the island arc occuring 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 sialic crustal slabs occured 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 Paleoalpine 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 remais 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 Munţii 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 wery 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 Czorsztyń 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 Porkuletz nappe of the Eastern Carpathians. Conspicuously, the setting of boths 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 calcalcaline magmatites yielding Jurassic to Lower Cretaceous radiometric ages accompanied by metamorphosed carbonate pebbles (R. Marschalko 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 overriden 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 pecularities appear in the "Médianes" but mainly in the "Zone Submédiane" of the Préalps rehabilited recently (M. Weidmann et al. 1976). These compose here extreme internal portions of the "Domaine Valaisianne" 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 occuring at this time already beneath the Austroalpine nappe pile. Such role explains why the plentiful "exotic" pebbles of Austroalpine provenience (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. Marschalko 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 overthrusted 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 thrusted 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 pecularities 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 reckognized 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 Tatrides. However, recent data proved considerable difference between boths as significant Lower Paleozoic sequences converted to greenschist facies metamorphites (with local occurence 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 Tatride 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 pecularities 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 Pennic units of the Western Carpathians.

The Vepor nappe consits 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 reckognized 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-schrist 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 Sľubica (mainly crystalline 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 Kráľova 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 ben sutured and their homeland disappeared nor it is limiting the Hugarian "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 Paleoalpine granite occurs in both nappes as well.

In spite of several times underlined 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 overthrusted nappes of Austroalpine developments.

The Bôrka nappe

Between the underlying cover of the Gemer nappe and the overthrusted 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 — chloritoide — stilpnomelane). Dismembered serpentinite bodies occur there together with considerable breccia ("Rauhwacke" or "cargneuille") 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 breccciated) occuring there within thick breccia slabs at places with serpentinite slices remains util 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 displaing 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. Marschalko 1975). Older constituents of the same basin may represent the Krichevo and Roman sequences of Transcarpathian Ukrainia (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 Helminthoide flysch of Ligurian provenience in the Western Alps, partial units of which, thrusted 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 autochtonous position. M. Limanowski (1930) was the first who argued for their allochtony reckognizing 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 transgredes 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 signalizing 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 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 Pennic 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 "Gemeric" 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 undoubtely 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 occuring here above another Mesozoic sequence of the Meliata group. The stratigraphic span and lithology of the latter is well correlable 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 asembled 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 occuring 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

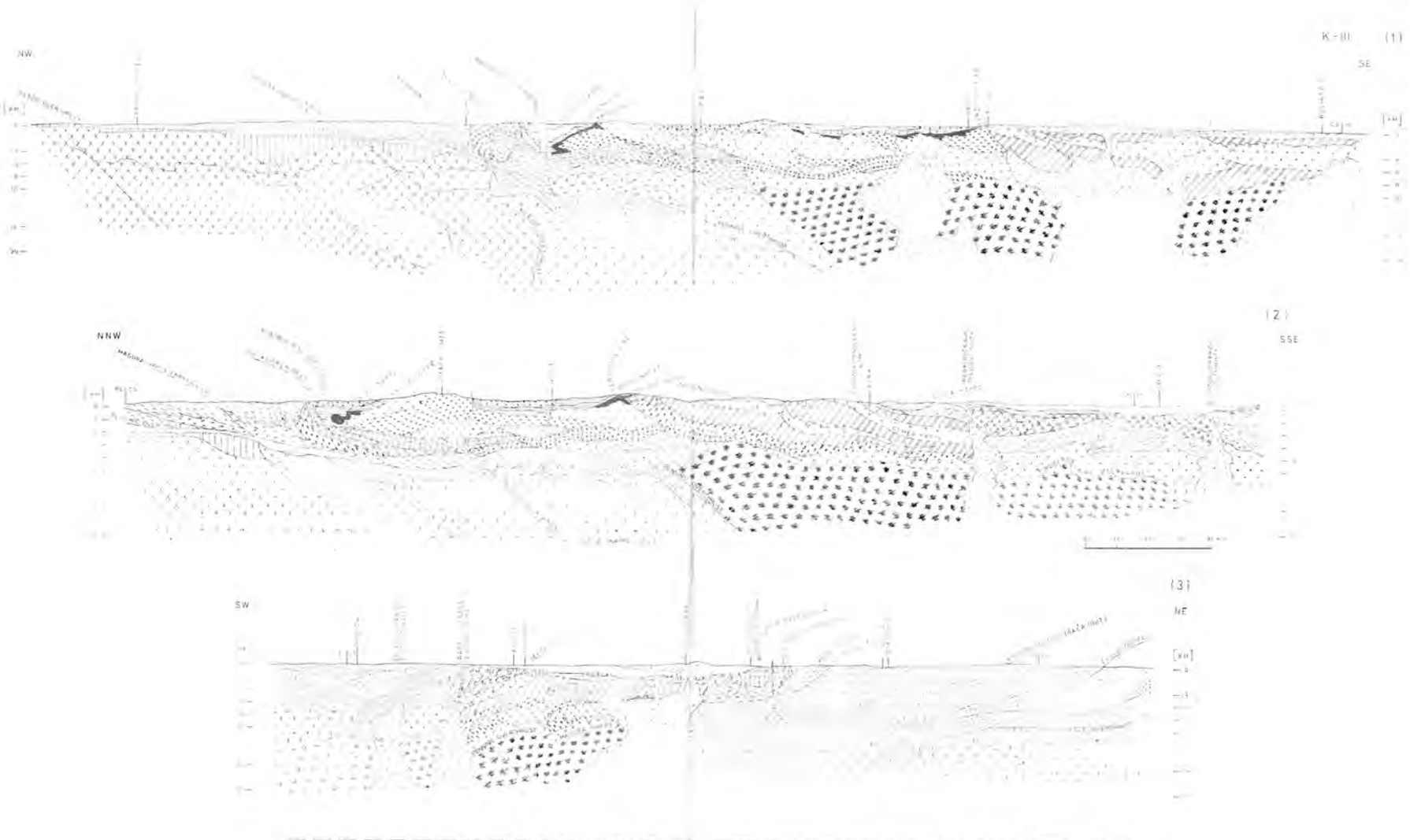


Fig. 2. Deep geological profiles of the Western Carpathians. Explanations: ***Extracarpathian platform without Alpine deformations:*** 1 — plutonite, light metamorphite and Paleozoic to Mesozoic sequences, 2 — dense plutonite and metamorphite, 3 — autochtonous cover of the platform foreland frequently 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 — granitoide 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 — plutonity, ľahké metamorfity a paleozoicko-mezozoické súvrstvia, 2 — ťažke plutonity a metamorfity, 3 — autochtónny mezozoicko-terciérny pokryv platformy, často zvrásnený. ***Silezikum Západných Karpát:*** 4 — ľahké plutonity a metamorfity, paleozoicko-mezozoické súvrstvia nad variským kryštalinikom, alpinotypne deformované, 5 — ťažké plutonity 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 — bázické hmoty (7—10 — magurský príkrov a jeho ekvivalenty). ***Juhopenninské príkrovy:*** 11 — vrchný eocén až spodný miocén (?), poilýrsky flyš a molasa pieninského bradlového pásma, 12 — predilýrske 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 — bázické hmoty jursko-spodnokriedového veku v bradlovom pásme (11—16 — pieninské bradlové pásmo), 17 — staršie paleozoikum s mladopaleozoicko-mezozoickým pokryvom, nerozlíšené, 18 — granitoidy, 19 — bázické masy (17—19 — veporský a gemerský príkrov a ich ekvivalenty). ***Austroalpinske príkrovy Západných Karpát:*** 20 — variské a predvariské granitoidy, 21 — kryštalické bridlice, 22 — bázické a ťažké hmoty variskej spodnej kôry a vrchného plášťa (západokarpatský ekvivalent ivrejskej zóny), 23 — anchimetamorfované paleozoikum a paleozoické súvrstvia vo fácii zelených bridlíc, 24 — mladšie paleozoikum až mezozoikum pokryvu čelných príkrovov spodného austroalpinika Západných Karpát, 25 — trias Maďarského stredohoria a Bukových vrchov, 26 — karbón západogemerského pásma, 27 — spodnotriasové klastické súvrstvie, 28 — evapority diapírových telies, 29 — mezozoikum stredných a vrchných austroalpínskych príkrovov Západných Karpát, 3 — 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 occured at the southern belt and calcalcaline 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 testimony 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 Magura flysch and southern parts of the Silesic. Movements thrusted 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 envolving 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. Österr. 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 subtatrischen 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.*

Bombiţa, G. 1971: Studii geologice in Munţii Lăpuşului. *Ann. Inst. Geol. (Bucureşti), 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. Štúra, Bratislava, s. 132—140.*

Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums 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. (Bucureşti), 14, pp. 195—270.*

Dumitrescu, I. 1957: Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului superior şi Paleogenului in Bazinului Lăpuşului (Nordul depresiunii Transilvaniai). *Lucr. Inst. Petrol Gaze Geol. (Bucureşti), 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 Západních Karpat v souvis-

ném řezu. *Sb. geol. věd, Geologie 32, s. 49—73.*
Hovorka, D. — Ondrejkovič, K. — Mihalov, J. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnian. *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 radiometrische Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv., 66, 1, S. 11—21.*
Kettner, R. 1959: Die Tektonik des Gebirges Nízke 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 veporíd. *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 Triefenaufschluss 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.*
Kşiazkiewicz, M. 1972: Karpaty. *In: Budowa Geologiczna Polski. 4. Tektonika, Part 3. Warszawa, Pol. Acad. Sci., 328 s.*
Kşiazkiewicz, 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 récouvrement 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 šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatríd. *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 zlepencov bradlového pásma a priľahlých 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 Rekonstrukzion 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 ČSSR 1 : 200 000, list Zborov — Košice. Ústr. Úst. geol. Red. Bratislava, 254 s.*

Mello, J. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemeríd a priľahlej 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. Štúra (Bratislava), pp. 301—314.*

Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. *In: Vozár, J. (red.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. úst. D. Štúra (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 Kentniss 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: Maheľ, 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: Maheľ, M. (ed.): Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Explanations to the tectonic map of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava, D. Štúr geol. Inst., pp. 163—171.*

Rozlozsnik, P. 1935: Die montangeologische Verhältnisse der Gegend im Wiener Becken. *Erdöl-Erdgas Z. (Hamburg — Wien), 89, 11, S. 400—413.*

Săndulescu, 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 prehĺbeniny. *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: Maheľ, 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: Paleoalpine 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 más 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 vzniknuvších 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 alpínskej 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 neoalpínsky 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-podsliezsky 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 sliezsky príkrov (s útesmi jurských vápencov pri Štramberku), na východe dukliansky, 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 mediterránnych 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 výlučné 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 obidvoch 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-podsliezskeho 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 sliezsky sedimentačný priestor s valaiskou časťou penninika. Argument o prítomnosti bázických vulkanitov tešínitovej formácie túto paralelizáciu nepotvrdzuje, lebo tie sú charakteristické pre prejavy pozdĺž lineárnych riftov a pre kontinentálny kôrový substrát (A. Mahmood 1973), čo pre báziká 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. Grecula — 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 alpínske 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 bázických 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 penninskeho (lepšie valaisko-piemontsko-ligúrskeho) 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

Piaz 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 severopenninským 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 vyvrelín ofiolitového sledu (chromit), čo je charakteristické aj pre severopenninský flyš Álp. Ale významný geodynamický rozdiel medzi Západnými Karpatmi a Alpami je v tom, že elevácia medzi severopenninskou a juhopenninskou pantvou (t. j. v inom zmysle paleogeografický ekvivalent briançonského 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 elevá-ciu v penniniku Álp.

Pri doterajšom chápaní architektúry Západných Karpát najviac ťažkostí 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 pieninského bradlového pásma. Pozoruhodný je indiferentný vzťah bradlového pásma a magurského flyšu. Zdalo by sa, že zrod 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.

Severopenninské jednotky Západných Karpát

Magurský príkrov

Príkrov magurského flyšu vytvára severopenninskú 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 vyznieva v doline Turja v USSR, kde jeho paleogeografickú a paleotektonickú úlohu preberá porkulecká jednotka (V. V. Glušk o — 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 mezozikum pieninského bradlového pásma bolo jeho stratigrafickým podložím (A. Matějka — Z. Roth 1956). Proti tomu svedčí chýbanie prechodu medzi nimi (B. Leško 1960, B. Leško — O. Samuel 1972). Ojedinelé výskyty spodnej kriedy a jury (napr. pri Hluku na Morave), ktoré sú nad násunovou plochou čiastkového príkrovu magurského flyšu, sú pravdepodobnými útržkami pôvodného podložia, 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 prevrásnenom 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 západokarpatskom pokračovaní briançonského prahu a juhopenninskej panvy (piemontského trogu). Pravdepodobne tak ako v Západných Alpách aj v západokarpatskom 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 Munţi Metalliferi (l. c. obr. 17, s. 328). Svedčí o tom mezozoikum austroalpínskych fácií týchto príkrovov i bradlového pásma (tam v podobe exotických obliakov) a postupné narastanie objemu bázického až ultrabázického detritu na V (až po objavenie sa bázických tufových polôh na báze kelovsko-oxfordských rádiolaritov 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. Bombiţă 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 pieninské bradlové pásmo nadviazať na tieto príkrovy (porov. M. Săndulescu 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 bázických vyvrelín a ultrabázik v kriedovo-paleogénnych sedimentoch bradlového pásma spolu s úlomkami vysokotlakových metamorfitov a vápenatoalkalických eruptív jursko-kriedového veku a metamorfovanými karbonátmi mezozoika (M. Mišík 1978, R. Marschalko et al. 1976) pochádza z takých horninových súborov, ktoré sú inak známe len z juhopenninských štruktúr vnútorných Karpát (z veporského, gemerského príkrovu a z príkrovu Bôrky).

Pozíciou voči ostatným jednotkám Západných Karpát s vnútorným tektonickým štýlom bradlové pásmo predstavuje vonkajšiu okrajovú juhopenninskú jednotku Západných Karpát. Osobitosť západokarpatského oblúka voči Východným Alpám vyniká najmä v bradlovom pásme. Predpoklad o zániku pieninských paleogeografických pásiem smerom na JZ je menej pravdepodobný ako to, že ich postupujúce vrchnejšie východoalpské príkrovy počas pyrenejskej a sávskej fázy úplne prekryli. Preto štruktúrnu 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 predstavujúcom najpravdepodobnejšie vnútornú časť „valaiskej domény", v ktorej sedimenty vznikli medzi ultrahelvétskym a briançonským pásmom (l. c.).

Dnešná štruktúra a tektonická pozícia bradlového pásma zodpovedá takému umiestneniu: ono zohralo úlohu „mazadla" a podstielky pre nasúvanie vnútornejších penninských a vyšších austroalpínskych príkrovov na ponárané externé pásma Karpát v tercieri. V období medzi kriedovými a pyrenejskými pohybmi vytvárala pieninská elevácia bariéru v čele superficiálnych príkrovov austroalpínskeho mezozoika a juhopenninských príkrovov v ich podloží, čo sa odzrkadlilo dodávaním veľkého množstva „exotických" valúnov triasu austroalpínskych fácií, magmatitov a metamorfitov juhopenninskej proveniencie do zlepencov upohlavského a súľovského vývoja vo vrchnej kriede a eocéne bradlového pásma. Na vysvetlenie ich zdrojov nie je nevyhnutné predpokladať dve paralelné paleogeografické pásma oddelené elevá-ciou, 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 más 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 tatroveporíd. Naopak o „gemeridách" sa predpokladalo, že ich tvorí hlavne mohutný paleozoický vývoj, nad ktorým stratigraficky nasleduje mezozoikum austroalpínskych fácií. Odlišné poňatie stavby Západných Karpát sa nepremietlo do príkrovových štruktúr predmezozických sérií ani vtedy, keď sa zistilo, že aj pod mezozoikom silického príkrovu sú mezozoické súvrstvia, ale odlišných fácií 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 predmezozoických vývojov „tatroveporika" oproti „gemeriku".

Nové výskumy preukazujú (A. Klinec 1964, 1971), že veporský príkrov sa od „tatríd" 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 juhopenninské štruktúry Západných Karpát.

Možnosť paradelizovať malokarpatské kryštalinikum (a paleozoikum pezinskoperneckej a harmónskej série) načrtol už D. Andrusov (1968, s. 26), ovplyvnený vtedy úvahou o briançonských črtách triasu „tatríd" 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 juhopenninský stavebný prvok Západných Karpát vytvára tektonické podložie vyšších juhopenninských 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 synchrónnych bázických a kyslých vulkanitov, ktoré boli metamorfované počas starších variských fáz, keď do hronskej série intrudovali granitoidy. V čiastkovom príkrove sú pravdepodobne aj staršie, azda prekambrické, 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 metamorfný 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 fácie 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 „tatridných" a „jadrových" pohoriach Západných Karpát. V Branisku a Čiernej hore sú ekvivalenty hronského a kráľovohoľského čiastkového príkrovu, ktoré voláme čiastkovým príkrovom Slubice (najmä kryštalické bridlice) a bujanovským príkrovom (granitoidy). Aj v Malých Karpatoch sú ekvivalenty hronského čiastkového príkrovu v pezinsko-perneckej a harmónskej sérii, kráľovohoľského v granitoidoch. Paleozoické horniny metamorfované vo fácii zelených bridlíc sú v málo známej iňačovsko-pozdišovskej štruktúre; tie paralelizujeme s hronským 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 nízkometamorfovaného prostredia v paleoalpínskom období (140 — 75 mil. r.)

Nad variskými metamorfitmi sa usadili prevažne plytkomorské sedimenty (perm — spodná kriedа) odrážajúce sedimentáciu na eleváciách. Typická je viac-menej výrazná, ale stále prítomná progresívna metamorfóza mezozoických súvrství dosahujúca fáciu 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. Rozlozsnik 1935, divínska, hrabkovská, malokarpatská séria — M. Maheľ 1967), ale mnoho spoločných čŕt. 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 zvádzalo lokalizovať domovskú oblasť príkrovu práve tu.

Južnú hranicu veporského príkrovu tvorí lubenícko-margecianska línia. Pretože mladopaleozoicko-mezozoický pokryv variských metamorfitov veporského aj južnejšieho gemerského príkrovu sú rovnaké a aj variské metamorfity majú mnoho spoločných čŕt, 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 fáciách a ich najvyššie časti pravdepodobne presahujú do mezozoika. Okrem všeobecne slabej metamorfnej premeny staropaleozoických súvrství, dosahujúcej len miestami amfibolitovú fáciu (I. Dianiška — P. Grecula 1979, D. Hovorka et al. 1979), všetky tieto súvrstvia, vrátane mezozoických, boli spoločne metamorfované vo fácii zelených bridlíc až v amfibolitovej zrnovu počas paleoalpínskych fáz. Granitoidné telesá sa na gemerskom príkrove zúčastňujú len v malej miere. Nové údaje

o variskom veku časti granitov gemerského príkrovu odstránili predpokladané rozdiely medzi veporským a gemerským príkrovom. Aj remobilizované intrúzie paleoalpínskeho veku v obidvoch príkrovoch im vtláčajú spoločnú pečať.

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 „gemerid" bol predpokladaný stratigrafický vzťah medzi paleozoickým substrátom a austroalpínskymi mezozoickými vývojmi 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 šupinami meliatskej série a paleozoicko-mezozoickým pokryvom varisky zvrásneného podložia gemerského príkrovu sa tu nachádzajú tektonické šupiny 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 šupiny 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 šupín 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 vývojmi 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 pieskovcovo-zlepencových 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. Križáni, ústna informácia). Preto šambronsko-ka-

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

Spomenutý klastický obsah vylučuje, aby sa zdroje stotožňovali s austroalpínskymi príkrovmi ako jediným znosovým územím. Predpokladáme, že pri zapĺňaní 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 bázický 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 príkrovovej 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 relikty 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 „tatridy" 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 austroalpinikom. 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 ultratatridy či fatrikum pre spodné čiastkové príkrovy, ultraveporidy či hronikum pre stredné a gemerikum pre najvrchnejšie (A. Biely et al. 1968). Ani posledné výskumy tektogenézu nevyriešili a ani nelokalizovali domovské oblasti týchto príkrovov, ktoré, aj keď sú faciálne črty 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 domnelej 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 kryštalických 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 „tatridy" na čiastkové príkrovy podľa mezozoických „obalových" fácií. Podotýkame, že nové výskumy nás neoprávňujú pridržať 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 črty fácií mezozoika. Hrúbku spodných austroalpínskych príkrovov nad penninskými možno odvodiť zo seizmického obrazu na profile K-III. Ak výrazné seizmické rozhranie medzi Žilinou a Zvolenom, odrážajúce litologické rozhranie na vrchnej hranici kanálu nízkych rýchlostí, stotožníme s plochou nasunutia austroalpínskych príkrovov alebo so stropom metamorfovaného komplexu penninských 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 vĺn.

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-neogénnou 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 sávskych 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 pripovrchovej podobe s úklonom na JV iba do hĺbky 5—7 km. Hlbšie kôrové rozhranie pripovrchovému 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 korelovateľná 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 (bielovážsky, 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 veternícky príkrov) čiastočne pokrývajú aj juhopenninské príkrovy. Litofaciálne rozdiely medzi nimi nie sú také významné ako v prípade chočského príkrovu. Faciálne pomery mocnej karbonátovej platne najvrchnejších príkrovov majú najviac analógií s vrchnými východoalpskými príkrovmi a biohermná sedimentácia v strednom a vrchnom triase určovala distribúciu fácií (J. Mello 1975).

Vrchné austroalpínske príkrovy smerom na JZ nadväzujú na vrchné východoalpské štruktúry, východné ukončenie tvoria relikty 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 pohorí. 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 fažkých 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 fácií (B. Lešťko 1960, B. Lešťko — 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 čarchou príkrovov austroalpinika nad nimi (od albu na 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 1959, B. Leško — O. Samuel 1972), kde na intenzívne zvrásnenom vrchnokriedovom až vrchnolutétskom flyši ležia diskordantne iba mierne zvlnené sedimenty vrchnoeocénneho 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 podložím, sávske pohyby postihli okrem flyšových súvrství aj ich epiplatformné staršie podložie a vytvorili aj príkrovové štruktúry v Karpatoch. Tieto príkrovy sú dnes pochované pod navŕšenými penninskými a austroalpínskymi príkrovmi Západných Karpát.

Ďalší gravitačný skĺz príkrovov do predpolia pravdepodobne spôsobila zhrubnutá spodná kôra pri styku platformy a navŕšených príkrovov silezika. Amplitúda pohybov sa prejavila aj v ďalšom postupe penninských a austroalpínskych príkrovov externým smerom. Ich pohyb musel zodpovedať aspoň súčtu zúženia 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 predhlbne a nepresunuli sa príkrovy silezika rozličnej amplitúdy, dosahujúcej na západe 40 až 60 km (Z. Roth 1974). Počas miocén-

nych pohybov v navŕšených penninských a austroalpínskych príkrovoch vznikli len hraste a prepadliny, ale v dôsledku zúženia vonkajších Karpát museli prekonať aj horizontálny posun „en bloc" spolu s podložným, alpinotypne deformovaným 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 akadémií 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 viacej uplatňujú aj argumenty, že ofiolitové komplexy môžu vznikať 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 kompletné a nekompletné 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. Bajaník: 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 sympózium. 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. Odzneli aj prednášky hodnotiace ofiolity prakticky zo všetkých aspektov. Organizátori sympózia prisľúbili zverejniť do roka od ukončenia sympózia zborník prednesených príspevkov.

Mineralia slov.
12 *(1980), 2, 131—148*

Súčasná metalogenetická terminológia

JÁN ILAVSKÝ*, MIROSLAV SLAVKAY**

* Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava
** Geologický prieskum, 052 40 Spišská Nová Ves

Doručené 15. 2. 1979

Современная металлогенетическая терминология

Предложение металлогенетической терминологии согласовано с мировой литературой и предназначается для территории Карпат. Термины и дефиниции металлогенетического развития касаются территориального членения (металлогенетическая система, м. суперпровинция, м. провинция, м. полоса, м. район, м. зона, рудный район, рудное поле, рудный горизонт, рудное месторождение, рудное тело, рудный округ), временного членения (металлогенетический цикл, м. эпоха, м. стадия, м. этап, м. интервал, м. фаза, м. период, привносный период, повторный период, рудная генерация), вещественного состава месторождений (рудный комплекс, генетический тип, рудная формация, минералогическо-парагенетическая ассоциаация), условий возникновения и закономерностей размещения месторождений (рудолокализирующий фактор, металлогенетическая конвергенция, м. дивергенция, типоморфизм металлов, металлогенетическая кульминация, полицикличность). В заключении приведены термины и дефиниции прогноза и оценки перспектив (квалитативный прогноз, квантитативный прогноз, прогнозная площадь, металлогенетическая аккумуляция, м. концентрация, прогнозные запасы, потенциональные рекурсы).

The contemporaneous metallogenetic terminology: a discussion

A proposal for metallogenetic terminology sets out from world literature data applied to the Carpathian region. Terms and definitions for the metallogenetic development concern the territorial subdivision (metallogenetic system, metallogenetic superprovince, metallogenetic province, metallogenetic belt, metallogenetic region, metallogenetic zone, ore rayon, ore field, ore horizon, ore deposit, ore body, ore district), the chronological subdivision (metallogenetic megacycle, metallogenetic epoch, metallogenetic stage, metallogenetic period, metallogenetic interval, metallogenetic phase, mineralization period, deposition period, repetition period, ore generation), the composition of deposits (ore complex, genetic type, ore formation, mineral-pa-

ragenetic association), the conditions of origin and the regularities of distribution of ore deposits (ore localizing factor, metallogenetic convergence, metallogenetic divergence, metal typomorphism, metallogenetic culmination, polycyclicity). In the conclusion, terms and definitions of prognostic approach and of perspectives assumption are appraised (quantitative prognostics, prognostic area, metallogenetic accumulation, metallogenetic concentration, prognostic reserves, potential sources).

Súčasné metalogenetické štúdiá v Československu sa vyznačujú veľkou šírkou a značnou hĺbkou poznania rudotvorných procesov. Táto široká paleta problémov vznikla hlavne preto, že územie Československa tvoria dva odlišné geologické systémy. Je to jednak Český masív ako súčasť západoeurópskych variských systémov (Mezoeurópa) a jednak západokarpatská sústava ako súčasť alpínsky zvrásneného mediteránneho systému Eurázie (Neoeurópa). Každý z nich sa bádal a báda odlišnými metodikami a s uplatnením poznatkov a metód iných škôl Európy a sveta.

Z uvedeného vychodia aj osobitosti v terminológii, ktorá sa vzťahuje na teritoriálne, časové, látkové jednotky, ako aj na pojmy dotýkajúce sa podmienok vzniku rozličných mineralizácií a metodiky prognózovania.

Okolnosť, že v súčasnosti u nás pracujú geológovia z rozličných škôl (našich i zahraničných), zapríčiňuje veľkú heterogénnosť pri používaní termínov v oblasti metalogenézy. Neraz používajú istý termín na označenie odlišných pojmov a naopak ten istý pojem pomenúvajú rozličnými termínmi.

Systém koordinácie a integrácie vo vede v rámci Slovenska a Československa, ako aj v rámci spoločenstva socialistických krajín združených v RVHP si už v roku 1971 pri začatí prác na úlohe 10 (tektonická mapa, mapy geologických formácií, mapy rudných formácií a metalogenetická mapa karpatsko-balkánskych oblastí) vynútili používať jednotnú metalogenetickú terminológiu pri metalogenetickom rajónovaní (teritoriálne jednotky), časovom členení (epochy, štádiá), ako aj látkovom členení (rudné komplexy, formácie a pod.; B. B o g d a n o v et al. 1978).

Obdobným spôsobom sa vytvára spoločná a jednotná terminológia aj v oblasti prognózovania vybraných druhov nerastných surovín v rámci úlohy RVHP 1.8 (M. S l a v k a y 1976). Takéto integračné a unifikujúce tendencie v metalogenetickej terminológii vidno nielen v jednotlivých krajinách (ZSSR, USA a pod.), ale aj v medzinárodnej geologickej únii (IUGS) a v komisii pre geologické a metalogenetické mapy Európy a sveta. V rokoch 1965—1975 sa vytvárala jednotná terminológia pre metalogenetickú mapu Európy v mierke 1 : 2 500 000

(T. E. Šatalov 1968). Ale aj napriek tomuto úsiliu vidieť v tejto oblasti diverzifikáciu názvov v národnom i medzinárodnom meradle.

Atomizácia metalogenetickej terminológie vyvolala už aj u nás unifikačné úsilie (Zd. Pouba — M. Kužvart 1978), avšak doteraz sa zjednotila len v oblasti prognózovania a prognóznych zásob.

Tento stav si uvedomuje aj Slovenský geologický úrad, a preto poveril autorov tohto príspevku spracovať návrh na jednotnú terminológiu metalogenézy a prognózovania a využiť na to skúsenosti pracovných kolektívov krajín RVHP, ako aj tímov pracujúcich na programoch IUGS a UNESCO.

Keďže medzičasom boli publikované aj prvé súborné práce kolektívov z úlohy č. 10 (B. Bogdanov et al. 1978a, b) aj UNESCO (J. Ilavský et al. 1979), je namieste podať definície dotýkajúce sa metalogenézy a prognózovania použité v nich a upravené podľa pripomienok a poznámok L. Rozložníka a C. Varčeka, ktorí sa zúčastňujú na prácach multilaterálnych dohôd akadémií vied socialistických krajín.

Tieto definície by sa mohli použiť v rezorte geológie na Slovensku a ďalších organizáciách zaoberajúcich sa geologickým výskumom, prieskumom a ťažbou rudných surovín. Bolo by želateľné, aby vyvolali aspoň diskusiu a nevyhnutnosť zjednotiť terminológiu v krátkej budúcnosti.

Definície z oblasti metalogenézy, ktoré uvádzame ďalej, sa týkajú teritoriálneho členenia (I), časových jednotiek (II), látkového obsahu ložísk (III), ako aj podmienok vzniku a zákonitostí ich rozmiestnenia (IV) a prognózovania (V).

Termíny a definície teritoriálneho členenia (rajonizácie)

Metalogenetický systém (metalogenetic system) je najväčšia jednotka planetárneho rozsahu, ktorá sa môže vzťahovať na geosynklinálne alebo platformové útvary a priestory. Geosynklinálne systémy sa podľa smeru člania na galaktické (poludníkové) a ekliptické (rovnobežkové).

Podľa štruktúr a geologicko-tektonického charakteru sú monoorogénneho alebo polyorogénneho typu. Ich metalogenéza býva spravidla polycyklická (V. I. Smirnov 1976). Niektorí sovietski autori (V. I. Smirnov 1960, G. A. Tvalčrelidze 1972) používajú pre takéto jednotky výraz „pojas". Vzhľadom na to, že výraz „pás" sa používa vo viacerých európskych krajinách na označenie menších priestorových jednotiek, odporúčame zaviesť ako najväčšiu jednotku „systém" a výraz pás zaradiť v hierarchii priestorových pojmov ďalej.

Metalogenetická superprovincia alebo megaprovincia (superprovince, Superprovinz, megaprovincija) je menšou priestorovou jednot-

kou, dĺžkou zvyčajne nepresahujúcou rozmery kontinentov. Má svoje štruktúrnotektonické osobitosti, stratigraficko-litologický obsah s rozličnými typmi rudných ložísk. Superprovincie bývajú monocyklické alebo polycyklické (W. E. Petrascheck 1955). Superprovinciami sú napríklad mediteránna alpínska Európa, himalájsko-indonézska, kordillerská, andská, apalačská, uralská superprovincia a pod. Takto chápu superprovinciu i sovietski autori (V. I. Smirnov, E. A. Šatalov, G. A. Tvalčrelidze a i.). Tvalčrelidze (1972) opisuje kovalentný pojem „metalogenetická oblasť". Ale v Európe odporúčame dať prednosť skoršiemu názvu a termínu W. E. Petrascheck a (1955), ktorý je zaužívaný a vyhovujúcejší.

Metalogenetická provincia (province, Provinz, provincija) je časťou superprovincie s rovnakou geologickou stavbou, s jednotnými štruktúrami povrchu i fundamentu (H. Stille 1953). V geosynklinálnych systémoch a superprovinciách mávajú v regionálnom meradle jednotný stratigrafický sled útvarov, rovnaké typy magmatizmu, litológie, metamorfózy a jednotný metalogenetický vývoj, ktorý zodpovedá vývoju provincie, t. j. monocyklický alebo polycyklický, a pokiaľ ide o zastúpenie kovov, je monometalický alebo polymetalický. Plošný rozsah býva od 500 000 km^2 až do miliónov štvorcových kilometrov (J. Ilavský et al. 1972, 1979, W. E. Petrascheck 1955, G. A. Tvalčrelidze 1957, E. A. Šatalov 1964).

Obsah termínov chápu rozličné školy a autori nerovnako. Niektorí pokladajú za provinciu napr. len jeden pruh provincie v našom zmysle (G. A. Tvalčrelidze 1972), iní ju zamieňajú za štruktúrno-metalogenetickú zónu (S. Jankovič 1967), ďalší chápu provinciu len ako jeden typ zrudnenia jednotného veku na istom území (W. E. Petrascheck 1955, 1963).

Metalogenetický pruh (belt, ceinture, pojas) je priestorovou jednotkou tvoriacou časť provincie alebo pôvodnej geosynklinály. Má na povrchu zastúpené jednotlivé útvary v podobe lineárne pretiahnutých pruhov, pričom pruhy majú charakter zvrásnených území alebo mediánnych masívov a pod. Takýmto pruhom v mediteránnom geosynklinálnom a zvrásnenom systéme alpínskej Európy je zvrásnený karpatsko-balkánsky pruh, pruh mediánnych masívov a pruh dinaro-helenid na juhu. Dĺžka pruhu býva aj niekoľko tisíc kilometrov, šírka niekoľko sto km (J. Ilavský et al. 1972, 1979). V zmysle sovietskych autorov (V. I. Smirnov, G. A. Tvalčrelidze) je termín „pojas" v našej hierarchii ekvivalentný systému, avšak v alpínskej Európe sa výraz pruh (belt, ceinture) používa od roku 1972 (skupina geológov okolo metalogenetickej mapy Európy 1 : 2 500 000) na

označenie pozdĺžnych pásiem alpínskej sústavy, ako je karpatsko-balkánske, dinaro-helenidné a pod. S týmto postavením pojmu „pás" v hierarchii priestorových jednotiek alpínskej Európy súhlasili geológovia ČSSR, Rakúska, Maďarska, Poľska, Juhoslávie, Rumunska, Bulharska, a to i napriek tomu, že sovietska terminológia stavia tento pojem vyššie. V zmysle G. A. Tvalčrelidzeho, E. A. Šatalova a i. sa náš termín pruhu kryje s ich termínom provincia.

Metalogenetický región (area, región naturelle, aire, oblasť) je priestorovou jednotkou piateho stupňa, ktorá reprezentuje časť pruhu. Má istý a pre celý priestor jednotný erozívny zrez a jednotný typ stavby povrchu i hlbinných etáží. Od iných regiónov sa odlišuje inými druhmi magmatitov, metamorfózy a metalogenézy. Za metalogenetické regióny sa pokladajú Západné Karpaty, Východné Karpaty, Balkán, Dináre a pod. Ich plošný rozsah býva od 30 000 do 500 000 km^2 (P. Laffitte 1966, J. Ilavský et al. 1972, 1978).

Pôvodnú definíciu metalogenetického regiónu podal P. Laffite (1966) na príklade územia Francúzska, pričom ako regióny chápal územia patriace do rozličných systémov, resp. typov pruhov a provincií bez toho, aby ich zaraďoval do hierarchie v našom zmysle (Alpy, Pyreneje, Plató Centrale). Sovietska terminológia termínom „oblasť" označuje oveľa väčší priestor, ako je náš región (G. A. Tvalčrelidze 1972), kým iné školy (S. Jankovič 1967) chápu ako regióny oveľa menšie jednotky. Nová, doplnená a upravená definícia regiónu a jej zaradenie do hierarchie priestorových pojmov vyšla z nevyhnutnosti kategorizovať priestorové jednotky počas zostavovania metalogenetickej mapy Európy 1 : 2 500 000 (J. Ilavský et al. 1972, 1979).

Metalogenetická zóna (zone, strukturno-metallogenetičeskaja zona) je časťou regiónu. Má lineárne pretiahnutý tvar a sú v nej zastúpené monotypné alebo polytypné geologické formácie jedného veku. Zóny sa od seba odlišujú nielen stratigraficko-litologickým obsahom, ale aj inými typmi magmatitov, metamorfózy a ložísk.

Metalogenetickými zónami sú napríklad karpatská predhlbeň, flyšové pásmo, bradlové pásmo, tatridy, veporidy, gemeridy, neovulkanity a pod. Plošný rozsah štruktúrno-metalogenetických zón býva od 1 mil. do 50 000 km^2. Tento pojem a názov je prevzatý zo sovietskych metalogenetických škôl (J. A. Bilibin 1955, P. M. Tatarinov — V. G. Gruševoj — C. S. Labazin 1957, V. I. Smirnov 1960, 1976, G. A. Tvalčrelidze 1972, E. A. Šatalov 1964, 1969), kde autori používajú názov štruktúrno-metalogenetická zóna. Ako ekvivalentný v priestorovom zmysle používajú niektorí autori výraz „metalogenetická etáž" (Jeršov

1956). V hĺbkovom zmysle zahŕňa etáž ložiská istej metalogenetickej zóny zodpovedajúce v časovom členení štádiu či etape.

Rudný rajón (ore district, Bezirk, rudný rajón, okrsek). Je to časť zóny vyznačujúca sa v porovnaní s ostatnou plochou zóny intenzívnejším zrudnením. Takáto intenzívne zrudnená časť zóny môže mať osobitnú geologickú stavbu a štruktúru, príp. aj odlišnosti v magmatizme, metamorfóze a metalogenéze. Rajóny bývajú monometalické alebo polymetalické, sú monocyklické alebo polycyklické (V. M. Kreiter 1956, V. I. Smirnov 1969).

Za rudné rajóny možno pokladať napr. tieto naše jadrové pohoria: Malé Karpaty, Malá Fatra, Vysoké Tatry, Nízke Tatry, Spišsko-gemerské rudohorie a pod. (B. Stočes 1947, W. E. Petrascheck 1955, J. Koutek 1964, E. A. Šatalov 1968, J. Ilavský 1968, C. Varček 1968). Plošný rozsah rajónov býva od 1000 do 50 000 km^2.

Rudné pole (Erzfeld, ore field, champs métallifère) je intenzívne zrudnená časť rudného rajónu s rozsahom niekoľko štvorcových kilometrov až do tisíc km^2. Vyznačuje sa typickou geologickou stavbou, má isté typy a druhy zrudnení, ktoré sú minerálno-parageneticky blízke alebo rovnaké. Od susedného rudného poľa ho oddeľuje nezrudnená alebo len slabo zrudnená plocha, príp. sa polia navzájom odlišujú veľkosťou ložísk, majú rozličné genetické typy zrudnení, inakšie typy plutonitov alebo vulkanitov, príp. sú v nich ložiskové štruktúry iného charakteru.

Rudnými poľami v Spišsko-gemerskom rudnom rajóne sú napr. dobšinské, mlynské, rudnianske, slovinsko-gelnické, rožňavské, smolnícke rudné pole a pod. (J. Ilavský et al. 1979). Rudné polia majú oválny, izometrický, pretiahnutý alebo nepravidelný trojrozmerný tvar (W. E. Petrascheck 1955, P. F. Ivankin 1970).

Rudný ťah (ore band, Erzstreifen, bande métallifère, rudnaja zona) je lineárne pretiahnutá zrudnená štruktúra alebo sústava paralelných zrudnených štruktúr, žíl, žilníkov, polôh a pod. vnútri rudného poľa alebo rudného rajónu. Vypĺňajú ich monotypné zrudnenia jednej formácie alebo sa výplň v dôsledku faciálnych zmien mení do inej formácie, príp. inej minerálnoparagenetickej asociácie. Príkladom môže byť severogemeridný rudný ťah (tzv. spišský žilník). Dĺžka ťahov býva od 1 km do 20 km, šírka od 1 do 5 km (J. Ilavský et al. 1979).

Rudný horizont (ore bearing horizont, horizon mineralisé, rudnyj gorizont) je termín ekvivalentný rudnému pruhu, ale v podmienkach stratiformných či sedimentárnych ložísk. Ide o sústavu rudných vrstiev či polôh v istom litologicko-stratigrafickom obzore priaznivom pre rudonosnosť. Podľa pôvodu ich látkového zloženia môžu byť

monominerálne a monotypné alebo aj polyminerálne. Napríklad: rudný horizont chloritických fylitov v smolníckom rudnom poli s vrstvami pyritových, pyritovo-meďnatých, meďnatých a polymetalických rúd, alebo horizont vrchnoeocénnych ílovcov s manganorudnými slojmi a pod. Mocnosť horizontov býva niekoľko až stovky metrov (J. Ilavský et al. 1979).

Rudné ložisko (ore deposit, gîte metallifère, rudnoje mestoroždenije) je základnou priestorovou jednotkou, ktorá má svoje parametre dĺžky, mocnosti, hĺbky (šírky), kvality, minerálneho zloženia, chemického zloženia, tvaru a genetického typu, včítane vzťahov k okolitým horninám. Ide o syngenetické, t. j. synchrónne ložiská s okolím (vrstvy, vtrúseniny, šlíry, konkrécie) alebo o epigenetické zrudnenie (skarny, pegmatity, greizeny, žily, žilníky, štokverky, zóny impregnácií a pod.). Podľa rozmerov ich delíme na veľké, stredné a malé.

Rudné teleso (ore body, corps mineralisé, rudnoje telo) je časť rudného ložiska ľubovoľnej genézy a tvaru s nezávislým priestorovým obmedzením. Samo osebe má význam len vtedy, ak má dostatočne veľké rozmery a ak je vhodné na využitie v ekonomickom slova zmysle. Spravidla sa každé ložisko skladá z viacerých rudných telies. Na sedimentárnych ložiskách je ekvivalentným výrazom rudná poloha.

Rudný revír (ore side, Erzrevier, domaine) predstavuje časť rudného ložiska alebo rudného poľa, ktorá je exploatovaná alebo obhospodarovaná jedným ústredným banským dielom (šachtou, štôlňou). Môže, ale nemusí byť aj minerálneparageneticky, príp. aj geochemicky odlišný od ostatných častí ložiska alebo poľa.

Termín *revír* je viac organizačnotechnický ako geologický a závisí od mnohých geografických, geomorfologických, komunikačných a správnych podmienok. Jeho veľkosť, resp. plošný rozsah závisia od mnohých činiteľov, ako aj technická úroveň ťažby, doprava, prepojenie banskými dielami a pod. Príklady revírov: Rudňany-východ, Rudňaný-západ, Rudňany-Mier, Rudňany-Zlatník, Banská Štiavnica — revír šachty František, revír šachty Bránik a pod.

Termíny a definície časového členenia metalogenetického vývoja

Metalogenetický megacyklus — megachróna (metallogenetic megacykle, megachronne) predstavuje časový úsek geotektonického vývoja, ktorý kryje v geosynklinálnych systémoch alebo superprovinciách tektonické megachróny či megacykly. Tie sa vyznačujú istým druhom magmatických, sedimentárnych, metamorfných procesov a pod., napr. asteroidno-azoická megachróna alebo prekambrická, príp. fanerozoická megachróna. Vzťahujú sa zvyčajne na veľké územia roz-

sahu kontitentov, alebo sa o nich hovorí ako o časových jednotkách dlhého trvania v súvislosti s vývojom organizmov na Zemi a pod.

Čas trvania megachrón je od pol miliardy rokov až po niekoľko miliárd rokov. Každá z nich má v prevahe isté druhy formácií, napr. granitoidných, kryštalických bridlíc, sedimentárnych formácií, a vyznačuje sa ireverzibilným vývojom zmenšovania podielu magmatitov smerom do mladších megachrón, pribúdaním organogénnych formácií do mladších ér a pod. (A. A. Bogdanov — M. V. Muratov — N. S. Šatskij 1964, K. L. Dunham 1973).

Metalogenetická epocha (metalogenetic epoch, époque...) je časový úsek tvorby rúd kryjúci sa v geotektonickom zmysle s orogenetickým cyklom alebo orogénom v geosynklinálnych oblastiach. Takými epochami sú: predbajkalská, bajkalská, kaledónska, variská a alpínska. Pokrývajú časovo viac geologických ér a periód (Ju. A. Bilibin 1955). Časové trvanie epoch je niekoľko sto miliónov rokov a možno ich členiť na tri až päť vývojových štádií. Epochy môžu byť úplné alebo neúplné, t. j. sú v nich všetky alebo len niektoré vývojové štádiá. Napríklad kaledónska epocha v Západných Karpatoch má len geosynklinálne a azda aj orogénne štádium, je teda neúplná, naproti tomu variská epocha v gemeridách je úplná, so všetkými vývojovými štádiami (J. Ilavský et al. 1979).

Metalogenetické štádium (metallogenetic stage, stade métallogénique) reprezentuje v geotektonickom systéme alebo vývoji časový úsek charakteristický istým ustáleným a typickým geotektonickým režimom, akým je napr. geosynklinálne štádium (s morskou sedimentáciou pri poklese dna), orogénne štádium (vyznačujúce sa plutonickými procesmi a zdvihmi kôry) alebo poorogénne štádium (charakteristické molasovými, hruboklastickými formáciami detritického typu, intenzívnou eróziou a denudáciou zdvihnutých pohorí; P. M. Tatarinov — V. G. Gruševoj — C. S. Labazin 1957).

Pre každé štádium sú charakteristické iné magmatické a rudotvorné procesy závislé od príslušného geotektonického režimu. V geosynklinálnom štádiu vznikajú sedimentárne, vulkanosedimentárne, príp. aj magmatické rudy vnútri telies magmatických hornín. V orogénnom štádiu v súvislosti s plutonickými procesmi vznikajú skarny, greizenové a pegmatitové ložiská, a hlavne hydrotermálne žily. V postorogénnom štádiu sú zase typické sedimentárno-detritické rudné formácie, príp. vulkanogénne, vulkanosedimentárne alebo zvetrávacie zrudnenia a pod. Vo finálnych štádiách bývajú rozšírené chemogénno-salinárne formácie a pod. Časové trvanie štádia býva niekoľko desiatok miliónov rokov.

Metalogenetická etapa (étappe

metallogénique, metalogennyj etap) je časové obdobie vývoja geosynklinály zaoberajúce istú časť štádia, charakteristické iným geotektonickým režimom, iným typom sedimentácie alebo vulkanizmu, a preto aj iným charakterom metalogenézy.

Za osobitnú etapu možno v postorogénnom štádiu variskej epochy pokladať napr. obdobie vrchného karbónu, ktorý je v zóne gemerika charakteristický ultrabázickým až bázickým vulkanizmom s ložiskami magnezitov a Pb, Zn, Cu-rúd. Naproti tomu vrchnopermská metalogenetická etapa je typická kyslým a intermediárnym vulkanizmom s úplne inými typmi zrudnení (Cu, Mo, U, Ba, Fe a pod.). Aj v alpínskom postorogénnom štádiu možno vyčleniť paleogénnu metalogenetickú etapu so sedimentárnymi, klastogénnymi sedimentmi Mn, Fe, U a pod., kým neogénna finálna etapa je typická vulkanizmom typu ryolitov, andezitov, dacitov až bazaltov s celou paletou zrudnení Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Sb, Hg, Fe.

Metalogenetický interval (metallogenetic interval, interval métallifère) je termín označujúci časové trvanie istého magmaticko-metalogenetického javu zodpovedajúceho podmienkam kompresie alebo riftingu v zmysle globálnej tektoniky (S. Jankovič 1977). Nevyjadruje teda vzťah alebo postavenie v geosynklinále z hľadiska času ani priestoru, ale vyjadruje geotektonicko-genetické vzťahy. Pritom sa im dáva prívlastok stratigrafický alebo petrologický, pretože v priebehu takéhoto intervalu vznikajú celé magmatické komplexy s príslušnými typmi zrudnení. Zodpovedá etape alebo fáze. Časové trvanie intervalu je niekoľko miliónov rokov (J. Ilavský 1977).

Metalogenetická fáza (metallogenetic phase, phase métallogénetique, metalogeničeskaja faza) je ešte kratší časový interval metalogenetických procesov, ktorý treba rozlíšiť a charakterizovať, ak je vývoj etapy dosť dlhý a látkovo i geotektonicky od predchádzajúcich alebo nasledujúcich časových úsekov odlišný.

Napr. miocénnu etapu vulkanizmu možno látkovo i časovo rozčleniť na fázy vulkanizmu andezitov I, ryolitov I, andezitov II, dacitov a pod. Na niektoré z nich sa viažu aj mineralizačné procesy — fázy a i. Do názvov takýchto fáz sa často dostávajú petrografické alebo stratigrafické atribúty. Časové trvanie fázy kolíše od niekoľkých miliónov do niekoľkých desiatok miliónov rokov.

Mineralizačná perióda (mineralizing, periode metallifère) je relatívne krátky časový úsek tvorby rúd istého rudotvorného procesu, počas ktorého sa rudné minerály vyzrážali v istom poradí zodpovedajúcom teplotným, tlakovým a chemickým podmienkam a ich postupnému spádu, čo ovplyvňujú koncentrácie jednotlivých zložiek a ich režim, príp. aj to, že ide o otvorené alebo zatvorené systémy.

Mineralizačnú periódu na začiatku a na konci ohraničujú tektonické pohyby, ktoré môžu byť efektom vonkajších tektonických procesov alebo dôsledkom objemových zmien vo výplni ložísk ako efekty postupného zrážania a kryštalizácie rudných a nerudných látok. Časové trvanie môže byť dlhé alebo krátke. Na konkrétne číselné vyjadrenie rokov takéhoto procesu niet dosť údajov (J. K u t i n a 1955).

Prínosová perióda (introducing period) je krátky časový úsek tvorby istej skupiny minerálov vyzrážaných v určitom sukcesívnom poriadku za istých fyzikálno-chemických podmienok (J. K u t i n a 1955). V niektorých prípadoch môže byť výraz prínosová perióda synonymom termínu mineralizačná perióda, inokedy môže byť jej časové trvanie kratšie a látkové zloženie jednoduchšie. Rozdiely medzi termínmi mineralizačná perióda a prínosová perióda vyniknú pri definícii pojmu „repetičná perióda".

Repetičná perióda (repeating period) je termín vyjadrujúci viacnásobné opakovanie istých paragenéz v rudnej výplni periodicky za sebou v rovnakom alebo v progresívnom trende, a to bez zjavných tektonických procesov. Ide zrejme o viacnásobné opakovanie rovnakých fyzikálno-chemických podmienok a rovnakej, príp. blízkej koncentrácie rudných látok v roztoku.

V rámci mineralizačnej sideritovo-barytovej periódy občas a miestne vznikajú početné repetičné periódy barytu a sideritu, pričom jednotlivé periódy izolovane predstavujú osobitnú prínosovú periódu (J. H. B e r n a r d 1961). Na sedimentárnych ložiskách je ekvivalentom rytmickosť rudných polôh a vrstiev (G. C. A m s t u t z 1977).

Rudná generácia (ore generation) označuje ten istý minerál v rudnej výplni, ktorého vznik v sukcesii vylučovania zapríčinila taká istá koncentrácia rudonosných fluíd a a rovnaké fyzikálno-chemické podmienky. Rozdiel je v tom, že kým periódu môžu reprezentovať dva-tri aj viaceré minerály rovnakej paragenézy, za generáciu možno pokladať len jeden minerál. Príčiny vzniku viacerých generácií môžu byť rozličné.

Termíny a definície látkového zloženia ložísk

Hierarchia pojmov tejto kategórie bola najdetailnejšie rozpracovaná v ZSSR, a to v kontexte formačnej analýzy magmatických formácií, kde je jej odôvodnenosť a účelnosť najlepšie viditeľná (V. A. K u z n e c o v 1964).

Rudný komplex (ore complex) reprezentuje v hierarchii (terminológii) látkového zloženia ložísk súbor výplní rozličných genetických typov s rozličným minerálno-chemickým zložením, avšak závislých od jednotného geologického (plutonogénneho, vulkanogénneho alebo sedimentogénneho či metamorfného) procesu, ktorý je presne defi-

novaný časovo aj geotektonicky.

Za rudný komplex možno pokladať napr. súbor genetických typov zrudnení viažúcich sa na variské plutonity. Pritom sa do pojmu tohto geologického komplexu počítajú synorogénne plutonity práve tak ako serorogénne a pozdnoorogénne plutonity, autometamorfované granity až aplity aj postorogénne dajkové formácie. Vtedy musíme do príslušného rudného komplexu zahrnúť zrudnenia, endobatolitické, skarnové, pegmatitové až hydrotermálne žilky, ktoré môžu byť endobatolitické, periplutonické až apomagmatické (V. A. Kuznecov 1966).

Iným príkladom rudného komplexu je magmatizmus bázik rakoveckej série gemeríd, ktorý má množstvo typov hornín (formácií) od gabroidného zloženia cez diabázové horniny po porfyrity až granitové porfyrity a kremenné porfýry. V sérii je okrem toho veľa polôh tufitických a sedimentárnych hornín. V každom type hornín bývajú vyvinuté rozličné rudné formácie (Cu-formácia, formácia stratiformných sideritov, stratiformné magnezity a pod.).

Genetický typ (genetic type) je súbor rudných a nerudných minerálov, ktoré vznikli v istom geologickom prostredí rovnakým spôsobom za istých fyzikálno-chemických podmienok závislých od jedného typu procesov sedimentárneho alebo vulkanogénneho či plutogénneho, príp. metamorfogénneho charakteru, a to bez ohľadu na vek geologického prostredia, v ktorom ležia.

Genetické typy sa zoraďujú do genetických radov (P. F. Ivankin 1970), napr. plutogénne: skarny, pegmatity, greizeny, hydrotermálne žily; vulkanogénne: intramagmatické, vulkanogénne, vulkanosedimentárne a pod.

Rudná formácia (ore formation) je skupina rudných minerálov stáleho minerálneho zloženia, ktoré sú v nej hlavné a prevládajúce, príp. sa aj prakticky zužitkúvajú. Formácia sa viaže na jeden alebo aj na viaceré genetické typy, pričom je minerálne aj chemické zloženie formácie rovnaké, a to bez ohľadu na vek alebo pôvod či typ ložiska (V. A. Kuznecov 1966). Napr. do sideritovej formácie možno zahrnúť ako žilné, tak aj stratiformné (či metasomatické) ložiská. Inými formáciami sú: formácia sideritovo-sulfidických žíl, formácia niklovo-kobaltových zrudnení, mastencovo-magnezitová formácia a pod. Meno formácie určujú vždy hlavné minerály, pričom sa ako doplnok môžu použiť termíny vzťahujúce sa na tvar, genetický typ alebo vek.

V hierarchii pojmov vzťahujúcich sa na výplň je termín formácia niekedy vyšší než genetický typ, ale niekedy je nižší ako genetický typ. Napr. v genetickom type hydrotermálnych žíl máme sideritové, sideritovo-meďnaté, sideritovo-barytové, sideritovo-barytovo-meďnato-ortuťnaté, sideritovo-polymetalické

formácie a pod. V skupine vulkanogénnych ložísk možno rudné formácie viazať na isté geologické formácie. Napr. Ni—Co-arzenidy sa viažu na doleritové gabroidné horniny, Cu-formácia na diabázy, formácia stratiformných sideritov na formáciu chloriticko-sericitických fylitov. Na formáciu melafýrov sa viaže formácia barytových žíl a pod. (B. Bogdanov et al. 1978a, b).

Minerálno-paragenetická asociácia (mineral paragenetic association) je termín nižšej kategórie ako genetický typ a rudná formácia. Označuje sa ním zloženie odlišné od typu hlavnej rudnej formácie vyjadrené prímesami minerálov iného charakteru a pôvodu, ako je hlavná výplň. Takéto prímesi vznikali pod vplyvom rozličných topominerálnych podmienok. Ide o vedľajšie a akcesorické minerály, dôležité najmä z genetických hľadísk v rámci jednej rudnej formácie.

Tak napr. v rudnej formácii sideritovo-meďnatých žíl pribúda v blízkosti vyššie termálnych centier minerálov Bi alebo Pb, Zn. Na Sb žilách pribúda miestami Au alebo sulfosolí Pb, Cu, Sb, Hg a pod., čo treba pokladať za osobitné minerálno-paragenetické asociácie. Na stratiformných pyritovo-meďnatých formáciách badať faciálne prechody do polymetalických asociácií s Pb—Zn, ale nie v takom rozsahu, aby sa mohli ekonomicky ťažiť.

V hydrotermálnych polymetalických žilách sa v neovulkanitoch smerom do hĺbky vyvíjajú asociácie so scheelitom, kassiteritom a s molybdenitom. Vo formácii porfýrových meďnatých rúd smerom do hĺbky zvyčajne pribúda molybdénu a vzniká meďnato-molybdénová asociácia, resp. až formácia.

Termíny a definície týkajúce sa podmienok vzniku a zákonitostí rozmiestnenia rudných ložísk

Zákonitosti priestorového rozmiestnenia zrudnení (regularities applying to the spatial distribution of mineralization) alebo ložísk sú stabilné priestorovo-časové väzby zrudnenia s geologickými formáciami alebo s geologickými štruktúrami (tektonickými, sedimentárnymi, magmatickými, metamorfnými a pod.) a vyjadrujú podmienky ich formovania.

Ide o celé súbory primárnych a sekundárnych podmienok vzniku, ktoré vplývali na vznik a umiestnenie zrudnení, príp. ich transport do pozície, v ktorej sa nachádzajú (V. M. Kreiter 1956, V. N. Kotľar 1970).

Rudolokalizujúce faktory (ore-localizing agents) sú fyzikálno-chemické podmienky, ktoré spôsobili umiestnenie zrudnenia v priestore. Sú to štruktúrnolátkové, morfologické a dynamické charakteristiky geologických procesov, ktoré určujú formovanie a rozmiestnenie zrudnenia. Určiť takéto faktory možno na základe zistenia a objasnenia príčin zákonitosti rozmiestnenia

zrudnení rozličných druhov a typov, teda genetických podmienok vzniku. Synonymom tohto termínu je termín *metalotekt* (metallotect), vzťahujúci sa na podmienky vzniku a lokalizácie istého typu zrudnenia. Pôvodná definícia francúzskych geológov sa vzťahovala len na tektonické podmienky vzniku a lokalizácie, resp. platila len pre zrudnenia, ktoré vznikali v závislosti od tektonických pomerov (P. Laffitte et al. 1965).

Sovietsky pojem rudolokalizujúci faktor bol však svojím obsahom oveľa širší, pretože zahŕňal všetky genetické typy ložísk a zrudnení (V. M. Kreiter 1956). A tak dnes pod pojmom „metalotekt" rozumieme súbor podmienok vzniku a lokalizácie zrudnení rozličných typov. Ide teda o stratigrafické, paleogeografické, litofaciálne, vulkanologické, plutogénne, tektonické, metamorfogénne, klimatické podmienky a pod. (J. Ilavský 1968a, 1968b, 1979).

Rozsah pôsobenia jednotlivých druhov metalotektov býva rozličný, globálny, kontinentálny, regionálny až lokálny. Posledné dva sú kilometrových, hektametrických, metrových, decimetrových, centimetrových a pod. rozmerov.

Metalogenetická konvergencia (metallogenetic corvengence) je termín označujúci dynamiku jedného, istým spôsobom definovaného zrudnenia (napr. sideritovej formácie), ktoré vzniklo rozličnou genézou v rozličných geologických súvislostiach. Rudné žily tzv. hydrotermálneho typu môžu vznikať ako subvulkanické, metamorfogénne a pod. (P. Routhier 1963). Napr. sideritová formácia môže byť plutogénno-hydrotermálne žilného alebo sedimentárneho, hydrotermálno-metasomatického, príp. vulkanogénno-sedimentárneho typu (E. Raguin 1957).

Metalogenetická divergencia (metallogenetic divergence) je termín opačného charakteru ako predchádzajúci, t. j. keď z istého rudného roztoku vznikajú rozličné typy ložísk, a to zo stránky formy a obsahu.

Napr. hydrotermálne roztoky plutogénneho typu spôsobujú v blízkosti plutonitov vznik skarnov s magnetitom, ďalej od plutonitov vznikajú hydrotermálne žily so sideritom a v pripovrchových podmienkach zrudnenia s hematitom.

Typomorfizmus kovov (typomorphic metall) alebo typoformný kov označuje jav opakovania toho istého kovu v priebehu metalogenetického vývoja, a to v dôležitom množstve, ale v rozličných alebo rovnakých typoch zrudnení.

Príčiny vzniku typomorfizmu kovov sa vysvetľujú rozlične, ale najmä princípmi dedenia a opakovania rovnakých alebo blízkych procesov magmatizmu (plutonizmu i vulkanizmu), metamorfózy i sedimentácie. V priebehu nich sa napr. lokalizujú magmatické kozuby v tej istej úrovni kôry, rovnaké alebo aj rozličné stupne metamorfózy po-

dobných alebo totožných horninových komplexov, príp. nastáva erózia a redepozícia rovnakých alebo blízkych komplexov.

Typomorfné rudné formácie boli definované súčasne s pojmom typomorfie kovov. Označuje aj opakovanie tých istých rudných formácií v priebehu metalogenetického vývoja (W. E. Petrascheck 1955).

Metalogenetická kulminácia (metallogenetic culmination) je termín označujúci vyvrcholenie metalogenetickej aktivity v časovom i kvantitatívnom zmysle. Táto kulminácia sa môže stotožňovať s rozličnými štádiami orogenetického vývoja, t. j. s geosynklinálnym alebo s orogénnym, príp. aj s postorogénnym štádiom. Príkladov je i v Západných Karpatoch viac (A. Helke 1946).

Polycyklickosť v metalogenéze (metallogenetic polycyclicity) je dobre známy termín a vo všetkých geosynklinálnych jednotkách sveta ho definovalo množstvo autorov. Myslí sa tým opakovanie zrudňovacích procesov všetkých alebo viacerých metalogenetických epoch, štádií, etáp a fáz na tom istom území, t. j. v regióne, zóne, rajóne, rudnom poli až ložisku viackrát za sebou. Príčiny metalogenetickej polycyklickosti sa vysvetľujú polycyklickosťou sedimentárnych, plutonických, vulkanických a metamorfných procesov a vyúsťujú do pojmov regenerácia, remobilizácia (F. S. Turneaure 1955, V. I. Smirnov 1976).

Termíny a definície týkajúce sa prognózovania a oceňovania perspektív

Kvalitatívne prognózovanie (qualitative prognostication, évaluation des prognosecs qualitative, kačestvennyje prognozirovanije) značí vedecky zdôvodnené vyčlenenie oblastí, plôch, štruktúr (tiež štruktúrno-metalogenetických zón, rudných rajónov, rudných polí, rudných pruhov a pod.), ktoré sú perspektívne na isté typy ložísk. V hraniciach ložísk sú to úseky vhodné na vyhľadávanie priemyslových zrudnení.

Kvantitatívne prognózovanie (quantitative prognostication, prognoses quantitatives, količestvennyje prognozirovanije) je orientačné vyčíslenie a ocenenie zásob predpokladaného zrudnenia vo vyčlenených štruktúrach, plochách, ale aj zónach, rudných rajónoch, poliach a pod. Prihliada sa pritom na existujúce aj perspektívne kondičné kritériá vzťahujúce sa na prognózovaný typ suroviny a na čas jej predpokladaného využívania.

Prognózna plocha (prognosis area, surface previsionelle, prognoznaja ploščaď) je plocha rozličných rozmerov (rudný rajón, rudné pole a pod.) vyčlenená podľa súhrnu poznatkov a vyhľadávacích kritérií a pokrývajúca územie, v ktorom môžu byť ložiská alebo zásoby nerastných surovín. Prognózne plochy sa vyčleňujú prevažne na základe regionálnych výskumov malých a stred-

ných mierok (1 : 1000 000—1 : 25 000). V detailných mierkach (1 : 1 000—1 : 10 000) sú objektmi prognózovania rudné ložiská, rudné pruhy a zriedkavo aj rudné polia.

Metalogenetická akumulácia (metallogenetic accumulation) alebo intenzita zrudnenia či akumulačný faktor je pojem, ktorý mnohí autori definujú ako hustotu alebo množstvo mineralizácií na istú plochu v jednom geologickom útvare alebo v istej zóne či rajóne a pod. Vyjadruje sa množstvom mineralizovaných bodov na jeden štvorcový kilometer alebo počtom štvorcových kilometrov, na ktoré pripadá jeho zrudnenie.

Ide o veľmi dôležitý údaj na oceňovanie prognóz a perspektív v regionálnom i lokálnom meradle (P. Routhier 1963, P. Laffitte — F. Permingeat — P. Routhier 1965, J. Ilavský 1968) a na porovnateľnosť komplexov, útvarov, sérií z hľadiska perspektívnosti.

Metalogenetická koncentrácia (metallogenetic concentration) alebo koncentračný faktor je termín vyjadrujúci vzťahy medzi množstvom mineralizovaných bodov a tonážou rudy, resp. v nej obsiahnutom kove. Ide tu hlavne o vzťahy medzi malými a veľkými ložiskami na istej ploche, v istej sérii, komplexe. Oproti akumulácii je rozdiel v tom, že sa dáva do vzťahu množstvo príslušného kovu obsiahnuté v istom počte mineralizovaných bodov. Teda ak máme vedľa seba dve mineralizované plochy s rovnakým počtom mineralizovaných bodov, za perspektívnejšiu sa pokladá plocha s vyšším obsahom a vyššou zásobou kovu.

Tento pojem sa vyjadruje konkrétnymi číslami zásob alebo percentuálnym vyjadrením tonáže rudy či kovu vo veľkých ložiskách, resp. v konkrétnom či percentuálnom vyjadrení počtu (množstva) veľkých ložísk z celkového počtu (množstva) mineralizovaných bodov vôbec. Hodnotenie prognóz týmto spôsobom podal o území Západných Karpát J. Ilavský et al. (1977). Ide o pojem dôležitý z hľadiska ekonomickej geológie a prognózovania (P. Routhier 1963, J. Ilavský 1968).

Kritériá rudonosnosti (ore bearing criteria) sú charakteristiky takých geologických javov a objektov, podľa ktorých možno urobiť kvalitatívne alebo kvantitatívne prognózovanie ložísk alebo zásob nerastných surovín.

Prognózne zásoby (prognosis reserves) sú zásoby nerastných surovín, ktorých vyhľadávanie možno predpokladať podľa súhrnu vyhľadávacích príznakov a kritérií rudonosnosti a použitím metódy analógie alebo preverením ich prítomnosti na prognóznej ploche ojedinelými technickými prácami (napr. ryhami, štôlňami, vrtmi), ktorých hustota nedovoľuje vypočítavať zásoby kategórie C_2.

Prognózne zásoby sa podľa stupňa a charakteru poznania delia na

štyri skupiny: a) prognózne zásoby známych, t. j. v minulosti ťažených alebo čiastočne preskúmaných ložísk (D_1), b) prognózne zásoby, ktoré možno zistiť v oblastiach so známymi ložiskami (D_2), c) prognózne zásoby nových druhov rúd alebo nových genetických typov v známych rudných oblastiach (D_3), d) prognózne zásoby nových druhov rúd alebo nových genetických typov v nových oblastiach, ktoré sa ešte neťažili a nie sú ani geologicky preskúmané (D_4).

Perspektívne potenciálne zdroje (perspective-potencial resources) sú zistené alebo predpokladané nerastné suroviny, ktorých použitie je v súčasnosti a blízkej budúcnosti z ekonomických, banskotechnických, technologických a pod. aspektov nereálne, ale pri ktorých je vzhľadom na trend rozvoja vedy a techniky reálny predpoklad priemyselne ich využiť v budúcnosti. Perspektívne potenciálne zdroje slúžia ako báza dlhodobého plánovania.

Záver

Uvedené definície sa u nás používajú už dlhšie, ale často nie v takom zmysle, ako boli sformulované v literatúre. Preto sme ich stručne zhrnuli, aby ich používanie bolo adekvátne pôvodným významom a zaužívanej hierarchii. Zjednotenie terminológie je o to dôležitejšie, že súčasná ložisková terminológia je navzájom často neporovnateľná a nezrozumiteľná ani pre domáceho a tým menej pre zahraničného čitateľa.

Recenzoval C. Varček, L. Rozložník

LITERATÚRA

Amstutz, G. C. 1977: Ore rhytmites-progress report. *3rd Internat. sympos. on ore deposit of the Alps, Leoben 2.—8. 10. 1977.*

Bernard, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslovakei). *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 58, 222 S.*

Bilibin, Ju. A. 1955: Metallogeničeskije provincii i metallogeničeskije epochy. *Moskva, Gosgeoltechizdat.*

Bogdanov, B. et al. 1978: Karta rudnych formacii Karpatobalkanskych oblastej. *Moskva, SEV — Min. geol. ZSSR.*

Bogdanov, B. — Egeľ, L. A., et al. 1978: Rudnyje formacii Karpatobalkanskoj oblasti. *Moskva, Nedra. 239 s.*

Bogdanov, A. A. — Muratov, M. V. — Šatskij, N. S. 1964: Tectonique de l'Europe. Notice explicative pour la Carte Tectonique internationale de l'Europe au 1 : 2 500 000. *Moskva. Nauka — Nedra. 360 p.*

Dunham, K. L. 1973: Geochemie erzführender Provinzen in phanerozoischen Plattformen. *Metallogen. u. Geochem. Provinzen, Symposium Leoben, S. 29—40.*

Ilavský, J. 1968a: Zur metallogenetischen Karte der Westkarpaten 1 : 1 000 000. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 44—45, s. 51—72.*

Ilavský, J. 1968b: Vývoj metalogenetickej terminológie v súvislosti so zostavovaním metalogenetických máp. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 46, s. 193—201.*
Ilavský, J. et al. 1972: Métallogenèse du système plissé alpin de l'Europe Centrale et Sud-Est. *Manuskript — GÚDŠ — UNESCO, Bratislava — Paris. 156 p.*
Ilavský, J. 1977: Tectonique globale et métallogénie dans les Carpathes Occidentales-Tchécoslovaque. *Metallogeny and Plate Tetonics in the Northern Mediterranean, Belgrade, pp. 439—458.*
Ilavský, J. et al. 1978: Métallogenèse du système alpin plissé de l'Europe Centrale et de l'Europe Sud-Est. *Editor M. Kuthan. Bratislava, GÚDŠ. 360 p.*
Ilavský, J. et al. 1979: Metalogenéza Západných Karpát (Vysvetlivky ku metalogenetickej mape ČSSR 1 : 500 000, časť Karpaty). *Monografie. Bratislava, Geolog. ústav D. Štúra (v tlači).*
Ivankin, P. F. 1970: Morfologija glubokovskrytych magmatogennych rudnych polej. *Moskva, Nedra. 288 s.*
Jankovič, S. 1967: Metalogenetske provincie i epoche u Jugoslavii. *In: Zbor. rudarsko-geološk. fakult., 9—10, Beograd, s. 57—83.*
Jankovič, S. 1974: Metallogenetic provinces of Yougoslavia in Time and space. *Metallogeny and concepts of the geotect. develop of Yougosl., Beograd, pp. 37—63.*
Jankovič, S. 1977: Metalogenetske provincie i epoche u Juhoslavii. *In: Zbor. rudar. geološki fakultet, 9—10. Beograd. 171 s.*
Jankovič, S. 1977: Major alpine metallogenetic center in the northeastern Mediterranean and concepts of Plate Tectonics. *Metallogeny and Plate Tectonics in the Northeastern Mediterranean, Belgrade, pp. 10—172.*
Kotľar, V. N. 1970: Teorija rudoobrazovanija. *Moskva, Nedra. 360 s.*
Koutek, J. 1964: Geologie československých rudních ložisek. Sv. 1. *Učební texty VŠ Karlovy University, Praha. 120 s.*
Kreiter, V. M. 1956: Struktury rudnych polej i mestorožděnij. *Moskva, Gosgeoltechizdat. 272 s.*
Kutina, J. 1955: Genetische Diskussion der Makrotexturen bei der geochemischen Untersuchungen des Adalberts-Hauptganges in Příbram. *Chem. d. Erde, 17, s. 241—323.*
Kuznecov, Ju. A. 1964: Glavnyje tipy magmatičeskich formacii. *Moskva, Nedra. 387 s.*
Kuznecov, Ju. A. 1966: Genetičeskije gruppy i formacii endogennych rudnych mestorožděnij i ich značenije dľa metallogenetičeskogo analiza. *Endogen. rud. form. Sibiri i Dalnogo Vost. Moskva, Nauka, s. 7—18.*
Laffitte, P. — Permingeat, F. — Routhier, P. 1965: Cartographie métallogénique, metallotecte et géochimie régionale. *Bull. Soc. Géol. franc. Minéral. Cristallogr., 88, p. 3—6.*
Laffitte, P. 1966: La métallogénie de la France. *Bull. Soc. géol. France, 7 (8), p. 52—72.*
Petrascheck, W. E. 1955: Geotektonik und Erzverteilung im mediteranen Kettensystem. *Sitz. d. öster. Akad. Wiss., Matem.-Natuswiss. Wien, 1, 164 S.*
Petrascheck, W. E. 1963: Die alpinmediterrane Metallogenese. *Geol. Rdsch., 53, S. 376—389.*
Pouba, Z. — Kužvart, M. 1978: Teoretické základy prognoz nerostných surovin v ČSSR. *Sbor. predn. konf. k 25. výročí založení Katedry nerost. surovin, PřFUK Praha. 308 s.*
Raguin, E. 1957: Les corvengences dans la classification métallogénique. *Neu. Jb. Mineral., Abh. Festschr. Schneiderhöhn, Bd. 91, S. 271—277.*
Routhier, P. 1963: Les gisements métallifére, Géologie et principes de recherche. *Tome 2. Mason, I Tome-1-873, II Tome 874-1-282, Paris.*
Slavkay, M. 1976: RVHP, téma 1.8 — Vypracovanie odporúčaní pre kritériá a metodiku prognózovania rudných a nerudných surovín. *Projekt. Manuskript — GP Sp. Nová Ves. 15 s.*
Smirnov, V. I. 1959: Essai de subdivision métallogénique du territoire de l'U.R.S.S. *Bull. Soc. géol. France, 7e série, 1, Paris.*
Smirnov, V. I. 1960: Konvergentnosť kolčedannych mestorožděnij. *Vest. Mosk. Univ. 2.*
Smirnov, V. I. 1976: Geologija poleznych iskopajemych III. *Moskva, Nedra. 688 s.*

Stille, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beiheft Geol. Jahb., Hannover, 8.*

Stočes, B. 1947: Nerostní suroviny. Sv. I, II. *Ostrava, VŠB. Sv. 1 437 s., sv. 2 556 s.*

Šatalov, T. E. 1968: Working group for the Metallogenetic Dictionary. *C. M. (5150/7 M. L.) Commiss f. the Geolog. Map of the World, Subcommission for the Metallogenetic Map.*

Tatarinov, P. M. — Gruševoj, V. G. — Labazin, C. S. 1957: Obščije principy regionaľnogo metallogenetičeskogo analiza (i metodika sostavlenija metallogenetičeskich kart dľa skladčatych oblastej). *Moskva, VSEGEI, Novaja Serija, 22.*

Turneaure, F. S. 1955: Metallogenetic Provinces and Epochs. *Econ. Geol., 50, 1, pp. 38—98.*

Tvalčrelidze, G. A. 1957: Metallogeničeskije epochy Kavkaza. *Sov. Geol. (Moskva), s. 152—169.*

Tvalčrelidze, G. H. 1972: Rudnyje provincii mira (Srednezemnomorskij pojas). *Moskva, Nedra. 344 s.*

Varček, C. 1967: Očerk po metalogenii Zapadnych Karpat. *In: Nekotoryje problemy geologii i metalogenii Zapadnych Karpat. Bratislava, GÚUK, s. 92—99.*

Varček, C. et al. 1968: Ore deposits of the West Carpathians. *Inter. Geol. Cong. XXIII. sess. Prague, Guide to excursion 24 AC. Praha, ÚÚG.*

Mineralia slov.
12 *(1980), 2, 149—164*

Centrálne tiažové minimum Západných Karpát a jeho interpretácia

LUBOMIL POSPÍŠIL, MIROSLAV FILO

Geofyzika, Geologická ul. 18, 834 37 Bratislava

(5 obr. a 2 tab. v texte)
Doručené 4. 1. 1979

Центральное минимум силы тяжести и его интерпреация

Взгляды на источники обуславливающие центрально-карпатское минимум силы тяжести возможно разделить в две основные группы. Критерием для этого является глубина залегания возмущающих геологических объектов, обусловливающих аномалию.

Первая группа исследователей считает, что источником нарушения поля тяжести является граница раздела, по которой меняется скорость расспространения сейсмических волн скочкообразно. Этой плоскостью является граница между земной корей и верхней мантией, которая по данным глубинного сейсмического зондирования осущественного по профилю № 5 погружается в северном направлении от клиппого пояса из глубины 30 км на глубину вплоть до 50-ти км.

Другие обясняют это четкое нарушение поля тяжести присутствием по плотностям более легких пород, подстилающих флышевые шарьяжи. Источником аномалий считают неогеновую молассу, которая была встречена несколькими глубокими структурными скважинами в северном направлении от собственной гравитационной аномалии.

Далее предлагается другой способ интеркретации а именно, что нарушение поля тяжести обусловлено суперпозицией нескольких возмущающих источников, которые по разному расспределены в пространстве и отличаются также по геологическому возрасту.

The West Carpathian central gravity minimum and its interpretation

Available explanations of the geological structure responsible for the West Carpathian gravity minimum may be divided into two different groups depending mainly on opinions about deep-seated sources disturbing the gravity field

According to the first group of views, the regional gravity minimum is evoked by a discontinuous boundary between the crust and upper mantle having seismic vave velocities about 8.1 kms^{-1}. According to DSS results along the international

profile No V, the boundary occurs at 30 km depth in the central Carpathians, but northernly from the Klippen belt the boundary suddenly drops to 50 km.

Another group of views on the source of the anomaly supposes relatively light rock densities beneath the flysch nappes. Molasse deposits are also considered as possible source of the gravity minimum. Such deposits have been proved by several deep drillings along the northern margin of the gravity minimum.

Other possible explanation is that the gravity minimum reflects the superposition of several disturbed sources having various areal extent and different ages. The last view is considered in detail.

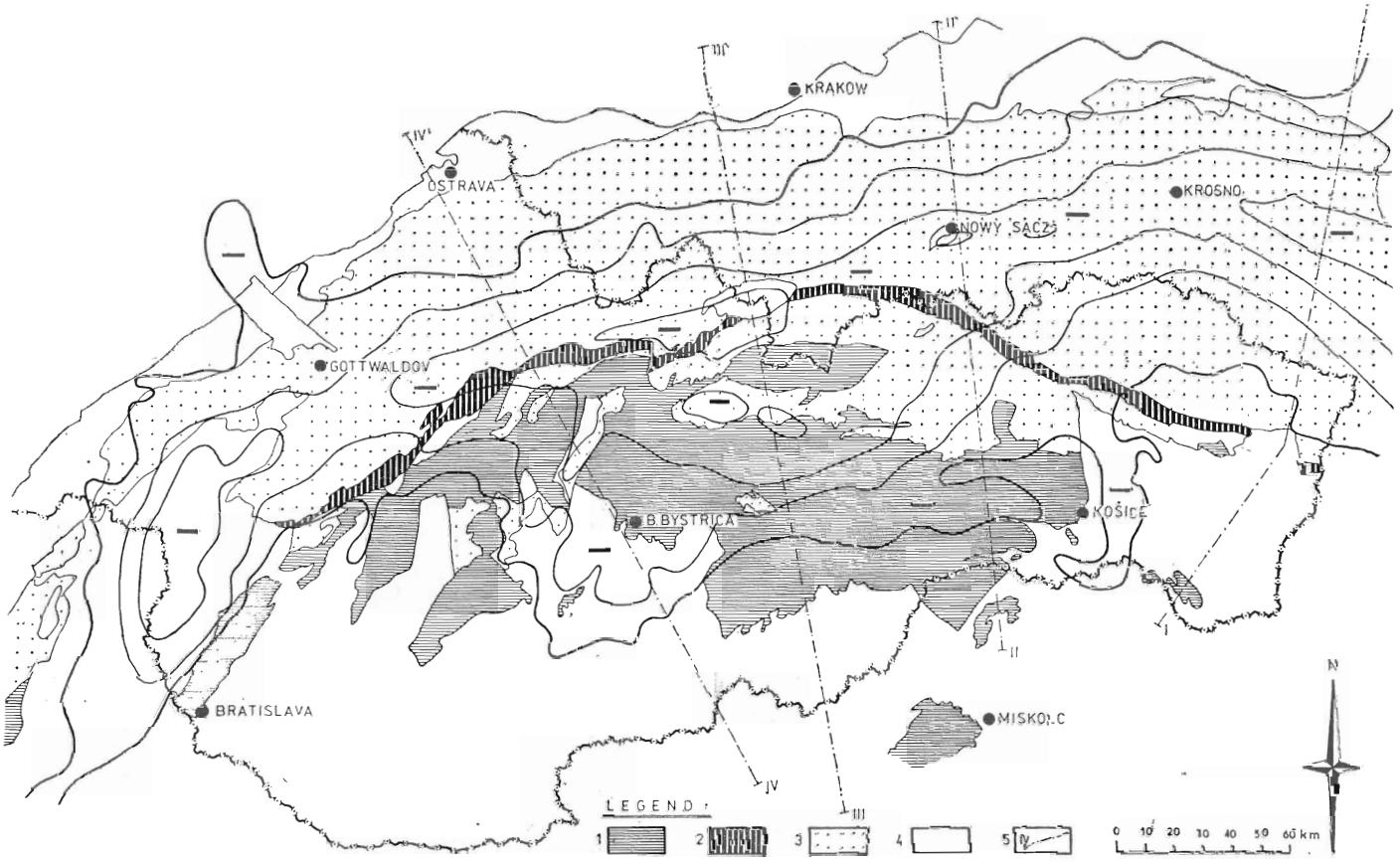
Tiažový výskum Západných Karpát zistil v pásme Břeclav — Valašské Klobouky — Žilina — Námestovo — Nový Sącz — Krosno výrazné minimum tiažového poľa (obr. 1), pokladané za súčasť tzv. centrálneho tiažového minima. Výsledky tiažového mapovania sa postupne dopĺňali seizmickým, magnetickým a elektromagnetickým výskumom, ako aj údajmi o fyzikálnych vlastnostiach základných typov hornín prakticky zo všetkých geologických útvarov Západných Karpát. Tieto poznatky sme využili na zostavenie geologického modelu zemskej kôry v oblasti minima a na riešenie vzájomného vzťahu jednotlivých útvarov vnútorných Karpát.

Výsledky interpretácie tiažových anomálií

Priebeh centrálneho tiažového minima (ďalej CGM) nie je kontinuitný po celej svojej dĺžke. Skladá sa z niekoľkých anomálnych častí, ktorých osi majú rozličné smery. Os východoalpskej časti minima má orientáciu 75—80°, vo viedenskej panve 20°, v oblasti Tatier 75° a na území Ukrajiny 130°.

Podľa geofyzikálnych údajov sme západokarpatskú časť CGM rozdelili na tri základné oblasti (obr. 2). Ide zhruba o oblasť viedenskej panvy, Tatier a východoslovenského flyšu. Tatranská časť minima je oproti ostatným oblastiam vymedzená hustotnými a magnetickými rozhraniami smeru SZ—JV na JZ a smeru SV—JZ na J a JV (M. Filo — S. Medo 1977).

Tiažové pole na území Západných Karpát už analyzoval rad autorov (J. Ibrmajer 1961, O. Fusán et al. 1971, V. Vyskočil 1972, Č. Tomek 1976). Anomáliu vysvetľovali dvoma spôsobmi. Prvý výklad (V. Vyskočil 1972) predpokladá, že zdrojom minima je seizmické rozhranie s rýchlosťou vĺn 8,1 km s^{-1}, ktoré predstavuje prechod zemskej kôry do vrchného plášťa. Druhý výklad (Č. Tomek 1976) vychádza z predpokladu, že ide o prejav hustotne ľahších sedi-



Obr 1. Schematická mapa Bouguerových anomálií v severnej časti Západných Karpát. Vysvetlivky: 1 — predterciérne podložie; 2 — bradlové pásmo; 3 — flyš; 4 — molasa; 5 — geofyzikálne profily
Fig. 1. Schematic map of Bouguer's anomalies in the northern part of the Western Carpathians. Explanations: 1 — pre-Cenozoic basement, 2 — the Klippen belt, 3 — flysch, 4 — molasse, 5 — geophysical profile

mentov v oblasti Tatier, ako aj v podloží vnútorných karpatských jednotiek. V oblasti viedenskej panvy Č. T o m e k (1976) na základe zostrojenej odkrytej mapy ukázal, že účinok, ktorý vyvolávajú prítomné terciérne sedimenty, postačuje na vysvetlenie zápornej regionálnej anomálie. Zložitejšiu situáciu vidíme v pokračovaní CGM smerom na SV v území medzi Gottwaldovom a Novým Sączom. Tu sa tiažové minimum rozširuje smerom na J do oblastí vnútorných jednotiek Západných Karpát.

Porovnanie tiažovej mapy s geologickými podkladmi tu poukazuje na nesúlad medzi zistenou mocnosťou terciérnych sedimentov a amplitúdou tiažového poľa. Napríklad v okolí Krosna sa zistila najväčšia mocnosť flyšových sedimentov okolo 10 km (A. S l ą c z k a 1975), ale tiažové minimum sa tu zužuje a nedosahuje také hodnoty ako napr. v oblasti Vysokých a Nízkych Tatier a navyše je zistená mocnosť flyšových komplexov v oblasti Tatier oveľa menšia (A. K i s l o w — S. P o l t o w i t z 1976). Na základe tohto rozporu sme dospeli k názoru, že sa v oblasti Tatier na amplitúde CGM nezúčastňujú len účinky ľahších sedimentov flyšových komplexov, ale aj ďalšie blízko pri povrchu uložené zdroje s nižšou hustotou. Z hustotnej analýzy horninových komplexov Západných Karpát vyplýva, že hlavne granitoidné horniny dosahujú takú nízku hustotu a také rozmery, že môžu vytvárať rozsiahle regionálne tiažové minimum (tab. 1). Ako príklad možno použiť model granitoidného masívu v Slovenskom rudohorí (J. P l a n č á r et al. 1977), ktorého účinok sa na základných i odvodených gravimetrických mapách prejavuje v rozsahu celej oblasti. Pre granity Západných Karpát sme stanovili diferenčnú hustotu 0,11 až 0,12 kgdm^{-3} (tab. 1).

Hustoty základných horninových typov
Densities of main rock types

Tab. 1

GEOLOG. ÚTVAR / HORNINY	TATRIDY		VEPORIDY		GEMERIDY		ČIER. HORA		Č. MASÍV	
	obj.	min.	obj.	min.	obj.	min.	obj.	min.	obj.	min.
GRANIT	2,60	2,65	2,59	2,68	2,61	2,66	2,61	2,67	2,58	2,63
GRANODIORIT	-	-	2,68	2,74	-	-	2,71	2,75	2,68	2,70
RULY - MIGMATITY	2,69	2,74	2,66	2,68	-	-	2,69	2,74	-	-
SVORY	-	-	2,64	2,73	-	-	2,73	2,78	-	-
FYLITY, PORFYROIDY	-	-	2,65	2,76	2,72-2,76	2,80	-	-	-	-
VÁPENCE	2,65	2,68	2,67	2,70	2,69	2,72	2,71	2,75	2,69	2,71
DOLOMITY	2,69	2,81	2,80	2,82	2,84	2,87	2,84	2,87	2,80	2,81
AMFIBOLITY	-	-	2,89	2,98	2,99	3,05	2,95	3,00	-	-
SERPENTINITY	-	-	2,51	2,64	2,57	2,65	-	-	-	-
DIABÁZY	-	-	-	-	2,88	2,96	-	-	-	-
A U T O R	Stránska M.		Stránska M. Kadlec E. Janák F.		Kadlec E. Janák F.		Kadlec E.		J. Uhman	

Aby sme ukázali, ktoré horninové komplexy a s akým účinkom sa na tiažovom obraze zúčastňujú, zostrojili sme niekoľko geofyzikálnych modelov v strednej a východnej časti Západných Karpát. Pri ich konštrukcii sme použili niektoré geologické podklady D. A n d r u s o v a (1968) a M. M a h e ľ a (1974), výsledky HSS na medzinárodných profiloch III a V a všetky

ostatné nám dostupné geofyzikálne metódy. Zistené hustoty z regiónov sme zhodnotili štatisticky a priradili danej jednotke príslušnú hustotu (tab. 1 a 2). Aj keď tabuľky

Prehľad hustôt terciérnych sedimentov
Review of densities of Cenozoic sediments

Tab. 2

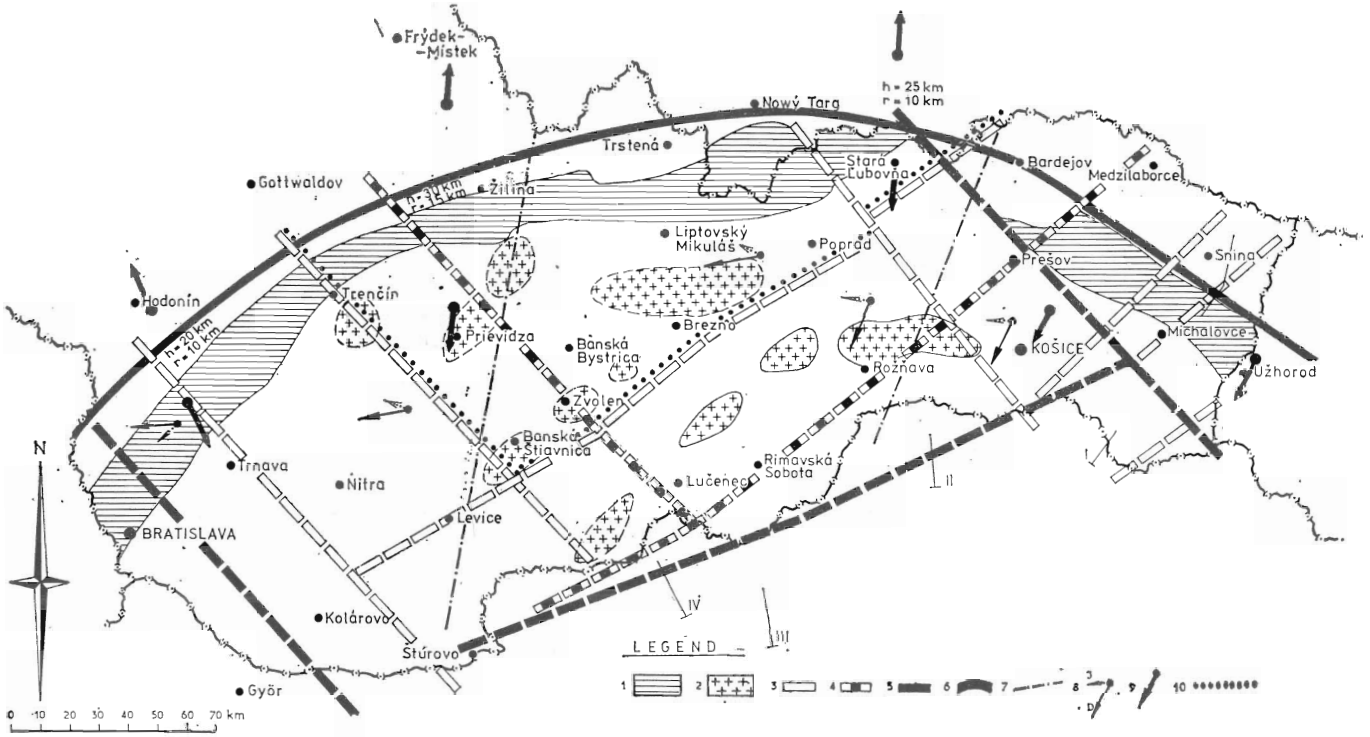
	TYP HORNÍN			HUSTOTA obj.	HUSTOTA min.	AUTOR
NEOVULKANITY	pyroklastické sedimenty			1.82	2.34	L.Husák - J.Šefara
	pyroklastiká neovulkanitov			2,60	2,65	—"—
	ryolit			2,17	2,45	—"—
	andezit			2,24-2,63	2,61-2,70	—"—
NEOGÉNNE SEDIMENTY VONKAJŠÍCH KARPAT	pelity	HĹBKA	1000	2,28	-	J.Uhman
			2500	2,52	-	
	psamity		1000	2,25	-	
			2500	2,62	-	
PALEOGÉN VNÚTORNÝCH KOTLÍN	bridlice			2,67	2,76	L.Husák M.Stránska J.Uhman
	pieskovce			2,56	2,76	
	zlepence			2 62	2 72	
FLYŠ	široké spektrum hodnôt			Ø 2,60		J.Uhman

neobsahujú všetky údaje, ktoré sú nám v súčasnosti k dispozícii, možno konštatovať, že sa jednotky veporíd, gemeríd a Čiernej hory hustotne prejavujú ako rovnocenné bloky. Výnimku tvoria oblasti s výskytmi granitov, ktoré bez ohľadu na to, či sú hercýnske alebo alpínske, vykazujú menšiu hustotu, v priemere 2,60 kgdm^{-3}. K týmto oblastiam patria predovšetkým Nízke Tatry (obr. 2).

Z modelových profilov overených kvantitatívnym výpočtom vyplývajú nasledujúce skutočnosti. Tiažové minimum na profile I (obr. 3) možno za daných okolností vysvetliť ako prejav veľkých akumulácií flyšových sedimentov a autochtónnej molasy. Hustotná charakteristika flyšových sedimentov vo vertikálnom smere nie je v oblasti východoslovenského flyšu dostatočne známa. Objemové hustoty zistené z povrchových odberov, ktoré sa použili na zostavenie modelu, majú v oblasti magurskej a duklianskej jednotky podľa B. Leška a M. Mořkovského (1975) priemernú hodnotu 2,60 kgdm^{-3}, miestami aj nižšiu (pelity krosnianskych a papínskych vrstiev). Hustota z vrtu Zboj-1 (J. Uhmann 1978) ukazuje, že niektoré časti flyšových komplexov môžu dosahovať až hustotu 2,70 kgdm^{-3}. Ak uvažujeme flyšový komplex s touto hustotou, potom zdroj tiažového minima musíme hľadať v hlbších častiach zemskej kôry.

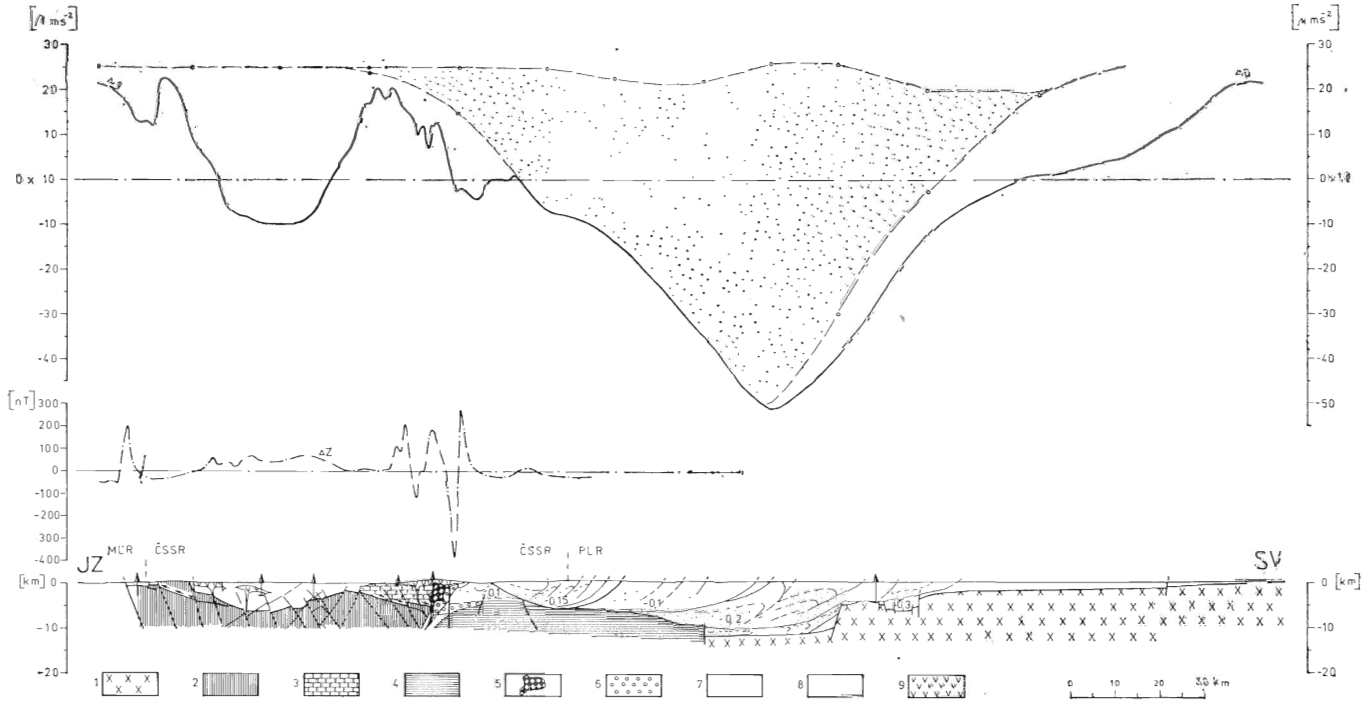
Západnejšie, t. j. na profiloch II (obr. 4) a III (obr. 5), sa začína prejavovať superpozícia tatranského tiažového minima s účinkami flyšu a čiastkovými minimami Slovenského rudohoria.

Interpretovaný tvar telesa, ktoré vyvoláva gravimetrickú anomáliu, je charakteristický pre plutonické telesá. Ak použijeme diferenčnú hustotu ukázanú na profile, potom pri objasňovaní nameranej gravimetrickej anomálie musíme predpokladať, že granit dosahuje mocnosť minimálne 10—15 km. Z tiažového profilu III (obr. 5) je zrejmé, že hranica granitoidného telesa je uklonená na vnútornú stranu minima, t. j. na J, a priestorovo sa stotožňuje s priebehom čertovickej línie, tak ako to predpokladajú



Obr. 2. Mapa geofyzikálnych indícií. Vysvetlivky: 1 — vonkajší pás kladných tiažových anomálií; 2 — prejavy ľahkých hmôt blízko povrchu; 3, 4, 7 — základné fyzikálne rozhrania; 5 — os regionálnych gravimetrických a magnetických anomálií; 6 — zóna inverzie indukčných vektorov; 8 — generálnesmery paleodeklinácie a inklinácie; 9 — smery indukčných vektorov; 10 — vymedzenie CGM

Fig. 2. Map of geophysical indications. Explanations: 1 — the outer belt of positive gravity anomalies, 2 — effects of subsurface light masses, 3, 4 and 7 — main physical interfaces, 5 — axis of the regional gravity anomaly and of magnetic anomalies, 6 — inversion belts of induction vectors, 8 — general directions of paleodeclination and paleoinclination, 9 — induction vector direction, 10 — boundary of the central gravity minimum



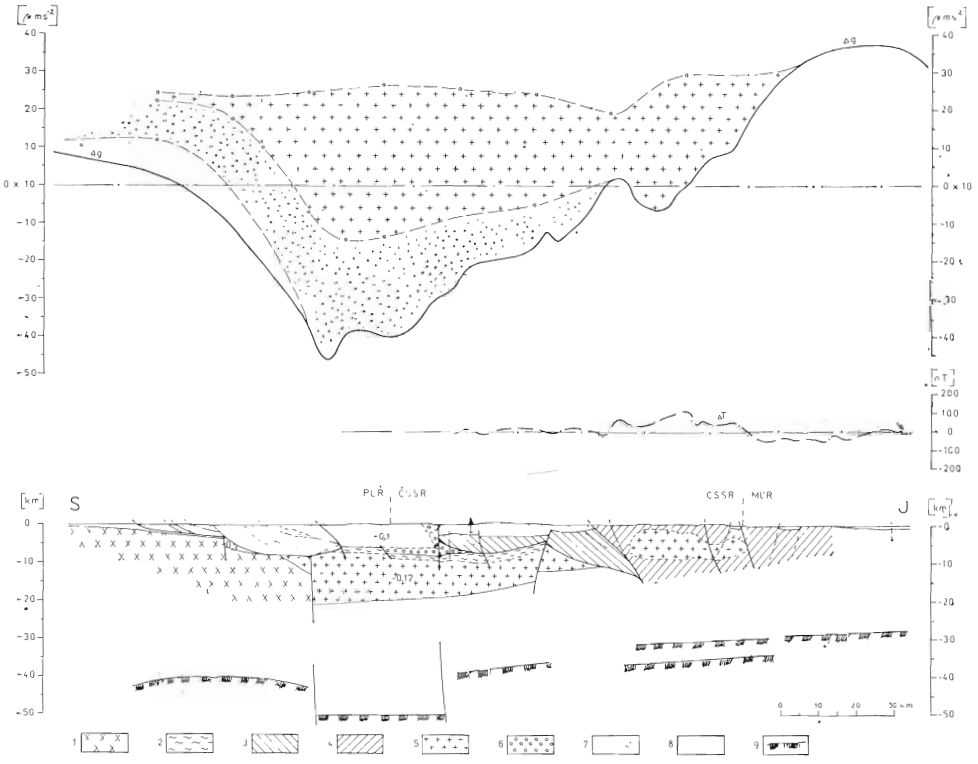
Obr. 3. Geofyzikálny profil I (Sátoraljaújhely — Vihorlat — Czisowa). Vysvetlivky: 1 — severoeurópska platforma; 2 — zemplínska jednotka; 3 — humenská jednotka; 4 — nerozlíšené podložie; 5 — intruzívny komplex 6 — bradlové pásmo; 7 — flyš; 8 — molasa; 9 — neovulkanity

Fig. 3. Geophysical profile I (Sátoraljaújhely — Czisowa). Explanations: 1 — the North European platform, 2 — the Zemplín unit, 3 — the Humenné unit, 4 — undifferentiated basement, 5 — intrusive complex, 6 — the Klippen belt, 7 — flysch, 8 — molasse, 9 — neovolcanics

D. Andrusov (1968) a O. Fusán et al. (1971).

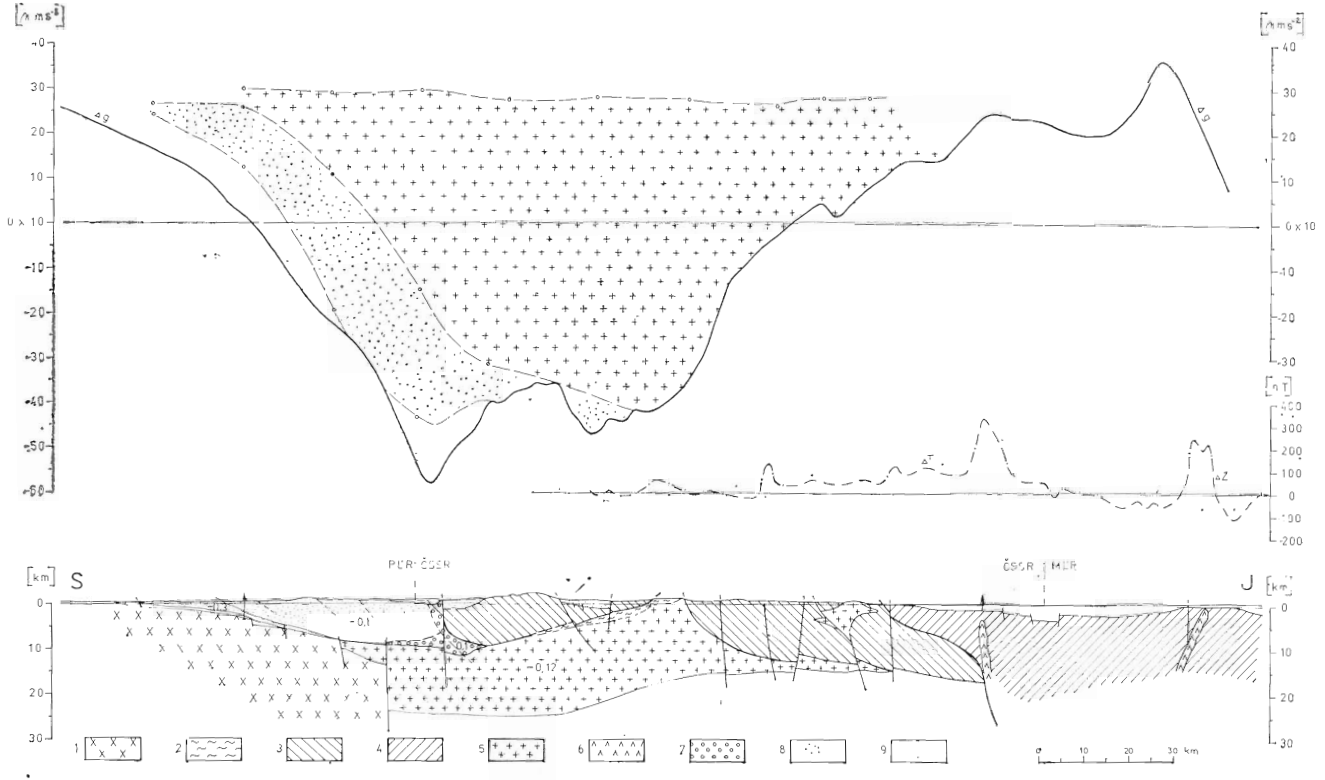
Výsledky interpretácie gravimetrických podkladov vo vymedzenej oblasti opierajúce sa o výsledky seizmiky poukazujú na to, že granit siaha približne do polovice alebo hlbšie, ako je mocnosť typickej kontinentálnej kôry.

O štruktúre pod týmto anomálnym telesom uvažujeme čisto na základe analógie so štruktúrou v juhozápadnej časti Anglicka (M. Bott et al. in G. Newall — N. Rast 1970). Výsledky seizmiky tu ukázali, že rýchlosť vĺn P_g je relatívne nízka (5,85 km s^{-1}), pričom hranica diskontinuity Moho sa prejavuje dostatočne ostro. V našom prípade gravimetrické výsledky ukazujú, že hustota granitu je v priemere o 0,12 kgdm^{-3} nižšia



Obr. 4. Geofyzikálny profil II (Miškovec — Nowy Sącz). Vysvetlivky: 1 — severoeurópska platforma; 2 — nerozlíšené podložie; 3 — tatridy, veporidy a vnútrokarpatské príkrovy; 4 — gemeridy; 5 — granity; 6 — bradlové pásmo; 7 — flyš; 8 — molasa; 9 — rozhranie Moho

Fig. 4. Geophysical profile II (Miskolc — Nowy Sącz). Explanations: 1 — the North European platform, 2 — undifferentiated basement, 3 — the Tatrides, Veporides and central Carpathian nappes, 4 — the Gemerides, 5 — granite, 6 — the Klippen belt, 7 — flysch, 8 — molasse, 9 — the Moho discontinuity



Obr. 5. Geofyzikálny profil III (Recsk — Sinec — Sucha). Vysvetlivky: 1 — severoeurópska platforma; 2 — nerozlíšené podložie; 3 — tatridy, veporidy a vnútrokarpatské príkrovy; 4 — gemeridy; 5 — granity; 6 — báziká — ultrabáziká; 7 — bradlové pásmo; 8 — flyš; 9 — molasa

Fig. 5. Geophysical profile III (Recsk — Sucha). Explanations: 1 — the North European platform, 2 — undifferentiated basement, 3 — the Tatrides, Veporides and central Carpathian nappes, 4 — the Gemerides, 5 — granite, 6 — basic and ultrabasic rock, 7 — the Klippen belt, 8 — flysch, 9 — molasse

ako stredná hustota materiálu zemskej kôry do hĺbky 15 km.

Výsledky seizmických meraní z profilu K III (M. Mayerová et al. 1977) potvrdzujú relatívne zníženie rýchlosti seizmických vĺn v tejto hĺbke. Ak existuje spojitosť medzi zníženou rýchlosťou seizmických vĺn a relatívne nízkou hustotou granitu, potom platí, že túto časť tatridnej jednotky buduje relatívne homogénny granit a nie metamorfované horniny, pre ktoré je typická vysoká rýchlosť seizmických vĺn a väčšia hustota. Spodnú časť kôry, ktorú ohraničuje priebeh plochy Moho, pravdepodobne porušili procesy späté s genézou i priestorovým rozmiestnením granitovej magmy. Výsledky seizmického profilu K III poskytujú ďalší materiál na podopretie takejto interpretácie.

Podľa tvaru interpretovaného telesa možno predpokladať, že granitová magma musela vznikať predovšetkým pod hĺbkou 10—15 km, v ktorej nastávajú niektoré zmeny hustoty hornín (G. Newall — N. Rast 1970). Zákonite s tým možno očakávať, že v strednej a spodnej časti kôry je pod týmto plutonickým telesom materiál premiestnený v dôsledku diferenciačných procesov intrúzie. To znamená, že granitová magma, ktorá sa vytvára ako výsledok selektívneho tavenia hornín premiestnených do spodnej časti kôry, zanecháva pri intrúzii do vyššie ležiacich súvrství ostatkové diferenciáty. Podľa geochemických predstáv ide o množstvo hornín strednogranodioritového až granodioritového zloženia spätých s fázami vznikajúcimi pri vysokom tlaku. Z toho vyplýva, že sa v tejto oblasti na skladbe zemskej kôry zúčastňuje okrem granitovej vrstvy len „dioritová" vrstva.

Diskusia

Pri spracúvaní tiažových podkladov sme vyčlenili výrazné anomálie patriace jednotlivým jadrovým pohoriam. Ich účinky dosahujú rozličnú relatívnu hodnotu, aj keď zodpovedajú rovnakým horninovým komplexom. Je to dôsledok deformácie tiažového poľa interpretovaným granitom. Ukázalo sa však, že vonkajšie kladné anomálie na seba nadväzujú a vytvárajú anomálny pás, ktorý v celom oblúku Karpát kopíruje priebeh bradlového pásma (obr. 2). Iba vo východnej časti Slovenska ho porušuje paralelný systém fyzikálnych rozhraní smeru SZ—JV. Navyše sa tento pás kladných tiažových anomálií stotožňuje po celej svojej dĺžke, t. j. od Malých Karpát cez Malú Fatru a Vysoké Tatry až po humenské mezozoikum, so zistenými výraznými seizmotektonickými zónami plytkých zemetrasení (J. Plančár — J. Kvitkovič 1975, 1977). Túto skutočnosť možno vysvetliť gravitačným kĺzaním blokov po klenbovitom povrchu podložia tatridnej jednotky. Bloky sa v konečnom dôsledku zúčastňovali aj na deformá-

cii bradlovej zóny. Ale väčšia časť pohybov sa musela odohrať hneď po násune časti veporíd na tatridnú jednotku, keď sa v dôsledku diapiricky vystupujúcich granitoidných telies opätovne vyzdvihla tatridná klenba. Takýto systém pohybov by potvrdzoval názory, podľa ktorých je bradlové pásmo plytkou štruktúrou spätou s flyšom. Tejto alternatíve neodporujú ani výsledky meraní recentných pohybov (J. Plančár — J. Kvitkovič 1975, 1977). Práve krátkodobé zmeny (1—3-ročné) poklesového charakteru potvrdzujú, že môže ísť o dôsledok „sklznutia" jednotlivých krýh. Na možnosť pohybov niektorých príkrovov smerom k vonkajšiemu oblúku Karpát upozorňujú aj výsledky paleomagnetických prác (P. Muška 1977).

Záver

V práci si všímame najmä tatranskú časť CGM a vysvetľujeme ju na základe zistených fyzikálnych indícií.

Uvedomujeme si, že rad interpretačných geofyzikálnych výsledkov nie je úplne v súlade so súčasnými geologickými náhľadmi na stavbu a tektonický štýl štruktúr Západných Karpát. Najmä „vonkajší pás" tiažových anomálií, ktorý koreluje s priebehom indikovaných plytkých zemetrasení a zistenými vertikálnymi recentnými pohybmi a alternatívne sa interpretuje ako dôsledok gravitačných sklzových pohybov, pokladáme za dôležitý prvok, ktorý by mohol pomôcť objasniť stavbu v blízkosti bradlového pásma a ktorý treba ďalej podrobnejšie analyzovať.

Ak je interpretácia granitu ako zdroja vyvolávajúceho CGM v oblasti tatríd správna, tak styk severoeurópskej platformy a geosynklinálneho podložia Karpát prebieha až v miestach severného gradientu (obr. 4 a 5). Zároveň možno konštatovať, že zatiaľ čo CGM v časti viedenskej panvy a ukrajinskej časti je prejavom účinkov sedimentov flyšu a molasy, stredná časť (tatranská) je superpozíciou účinkov molasy, flyšu a granitov.

Táto práca ukazuje, že vysvetliť a interpretovať centrálne tiažové minimum možno iba v súvislosti s jednotlivými regiónmi, a nie ako jeden anomálny celok.

Recenzoval: O. Fusán, I. Marušiak

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, VSAV, 188 s.*

Filo, M. — Medo, S. 1977: Výsledky interpretácie magnetických anomálií Slovenska. *Banícke listy, mimoriadne číslo, BÚ SAV Košice, s. 122—129.*

Filo, M. — Pospíšil, L.: Fyzikálne rozhranie v Západných Karpatoch (v tlači).

Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, 173 s.*

Ibrmajer, J. 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. *Závěrečná zpráva ÚGF za roky 1957—1960. Manuskript — Geofond Praha.*

Janák, F. — Kadlec, E. et al. 1969: Statistické zpracování naměřených hodnot fyzikálních parametrů s aplikaci na horninách Spišsko-gemerského rudohoří a přilehlých oblastí. *Manuskript — Geofond Bratislava. 180 s.*

Kislow, A. — Poltowicz, S. 1976: Regionálny przekrój geologiczny Kraków — w swietle badań sejsmicznych (Karpaty Środkowe). *Acta geol. pol., 26, 4, s. 609—615.*

Leško, B. — Mořkovský, M. 1975: Príspevok ku geologii podložia východoslovenských flyšových Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 64, s. 219—236.*

Maheľ, M. 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. *Bratislava, GÚDŠ.*

Mayerová, M. et al. 1977: Seizmické merania na profiloch K III. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Muška, P. 1977: Paleomagnetický výskum sedimentárno-vulkanického komplexu hornín melafýrovej série chočskej jednotky v Západných Karpatoch. *Banícke listy,* mimoriadne číslo, BÚ SAV Košice, s. 174—180.

Newall, G. — Rast, N. 1970: Mechanism of Igneous Intrusion. *Liverpool, Gallery press, pp. 74—81.*

Plančár, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západné Karpaty, sér. geol., s. 7—144.*

Plančár, J. — Kvitkovič, J. 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinnej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geogr. čas. Slov. akad. vied, s. 309—323.*

Plančár, J. — Kvitkovič, J. 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. *Geogr. čas. Slov. akad. vied, 29, s. 239—253.*

Ślączka, A. 1975: Remarks on morphology of the Substratum of the Polish Carpathians. *In: Materiály X. zjazdu KBGA, sekcia B, Bratislava, GÚDŠ, s. 281—290.*

Tomek, Č. et al. 1976: Jednotné zpracování a interpretace tíhových podkladů vídeňské pánve a přilehlého pásma vnitřních a flyšových Karpat. *Manuskript — Geofyzika Brno. 110 s.*

Uhmann, J. 1973: Fyzikální vlastnosti hornin v neogénní předhlubni a ve flyšovém pásmu Karpat — úsek STŘED. *Manuskript — Geofyzika Brno, 50 s.*

Uhmann, J. 1978: Fyzikální vlastnosti hornin vrtu Zboj-1. *Manuskript — Geofyzika Brno. 26 s.*

Vyskočil, F. 1972: Comments on the manifestation of the deep structure of Czechoslovakia in the anomalous gravity field. *Geofyz. sbor., 20, p. 127—139.*

The West Carpathian central gravity minimum and its interpretation

LUBOMIL POSPÍŠIL — MIROSLAV FILO

Deep structures of the Earth are recently investigated mainly by indirect geophysical methods using seismics, magnetometry and gravimetry. Electromagnetic data contributed to the results of previous also during the last decades. Seismic measurements and magnetometry have lately contributed to the modern conceptions of crustal structure and composition broadening assumptions to lithospheric dimensions.

Sufficient geophysical data are lacking

as yet from the Western Carpathians which would enable to construct a reliable physical model of the region. A gravity minimum of regional extent has been found in the region with the main axis passing from Břeclav to Valašské Klobouky, Žilina and Námestovo and continuing to Nowy Sącz and Krosno on Polish territory (Fig. 1.). Opinions on possible source provoking this anomaly are different.

The interpretation of the negative gravity anomaly

The central gravity minimum along the Alpine — Carpathian belt is not a continuous anomaly. It consits of several independent portions with main axes orientated differently. In the Eastalpine part the anomaly runs 75—80° to E, but within the Vienna basin a partial minimum appears with axis in 20° NNE direction. The axis of the minimum in the Tatra region has 75° eastward orientation and in the most eastern portion on the Ukrainian territory the minimum runs 130° to SE.

The West Carpathian gravity field has been analyzed by several authors up to present (F. Vyskočil 1972, J. Ibrmajer 1961, Č. Tomek 1976). According to results, the regional gravity minimum may be explained in two different ways. The first explanation supposes that the source lies within a discontinuous interface having seismic vave velocities of 8.1 kms^{-1} at the transition from the crust to the upper mantle, i. e. properly speaking on the Moho discontinuity. So, V. Vyskočil (1972) analyzed the southern part of the gravity minimum along DSS profile No V. Ascribing various densities to an ascertained Moho discontinuity, he examined the fit of calculated curves with the measured one. According to these calculations a density jump of 0.15—0.20 $kgdm^{-3}$ gives the best fit. However the presence of a sharp gradient in the northern part of the minimum indicating here a shallow source contradicts to the location of anomalous mass at a Moho depth. These shallow sources motivated another explanations.

According to another view, the anomaly is induced by a light complex of sediments (Č. Tomek 1976) beneath flysch nappes and even below the central Carpathian units of the Tatra region. Processing geophysical data from the Western Carpathians, significant physical interfaces have benn found recently (Fig. 2). These interfaces delimit separate portions of the central gravity minimum. Č. Tomek (1976) obtained from detailed uniform processing of gravimetric data an uncovered gravimetric map of the Vienna basin basement. He proved that the effect of Cenozoic sediments with given densities is sufficient to explain the regional negative anomaly. A more complicated situation occurs between Gottwaldov, Žilina, Nowy Sącz and Krosno. The gravity minimum extends there considerably southwards into the central Carpathians (Fig. 1, 2). A transversal fault of NW—SE orientation continuing toward the supposed Elbe lineament of the Bohemian mass (J. Zeman 1977) creates the SW limit of the minimum. Its SE limit occurs along a physical boundary of "Carpathian" orientation where also a boundary of magnetic zones of various field amplitudes occur together with the significant gravity gradient along the Pohorelá fault system (M. Filo 1977).

Comparing the gravimetric map with available geological data one deduces considerable disharmony between until known thicknesses of Cenozoic sediments and the amplitude of the minimum. In the Krosno vicinity, flysch units attain the biggest thickness of nearly 10 km (A. Ślączka 1975) but the gravity minimum becomes here narrower and the anomaly is lesser as in the High and Low Tatra regions. However, known thicknesses of the flysch are lower in the Tatra region (A. Kislow — S. Poltowicz 1976). Accordingly, one may conlude that not only light sediments of the flysch and/or molasse but also other masses of lower density may serve for the source of the minimum in the Tatra region. An analysis of rock densities from samples covering all investigated

West Carpathian units resulted in that only granitoid masses may evoke such low values and considerable dimensions which explain the extensive negative anomaly. The recently tested model of the granitoid massif in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. may serve as an example (J. Plančár et al. 1977). A differential density of 0.11—0.12 $kgdm^{-3}$ may be assumed as correct for granites of the whole Western Carpathians. A such solution has been tested on several gravimetric profiles passing through the central and western parts of the Western Carpathians (Fig. 2). Geological data (D. Andrusov 1968, M. Maheľ 1974), DSS results along international profiles III and V together with all other available geophysical data have been used for possible highest accuracy. Averages from determined densities were ascribed to separate regions after statistical processing with the aim to obtain corresponding joint densities of partial units (Tab. 1, 2). Even if not all data we have presently at our disposal have been introduced into the tables, the Veporides, the Čierna hora and Gemerides behave as equal density blocks contrary to the Tatrides where lightest masses occur. This exception is due to areas of mentioned granitoid bodies, which, disregarding their possible ages (whether Variscan or Alpine) have lower densities of 2.60 $kgdm^{-3}$ at an average. Considering that the essential part of the gravity minimum is limited from SE by a line connecting Prievidza, Zvolen and Brezno (Fig. 2) and so it is located mainly in the Tatride area, it is necessary to assume this tectonic unit and a related deeper block as the source of the anomaly.

Consequences deduced from model profiles tested by quantitative computations are as follows. The gravity minimum along the profile Sátoraljaújhely — Vihorlat Mts. — Czisowa (profile I) may be interpreted as a result of huge flysch accumulations above an autochtonous molasse. This is valid as far as the Prešov — Tarnów line. More westward i. e. along profiles II and III, superimposed effects of the Tatra gravity minimum and of partial mimima of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and of the Čierna hora Mts. may be found.

The interpreted shape of block responsible for the gravity minimum appears as a typical cross-section through a plutonic body. If one accepts the chosen differential density along the profile then a minimal thickness of granite around 15 km must be supposed to explain the measured anomaly. According to the profile the limit of the granitoid block inclines southward. This limit may be well related to the Čertovica alignment as supposed a. o. by D. Andrusov (1968) and O. Fusán et al. (1971). Comparing gravity anomalies with seismic data one may deduce that granite occurs in depths achieving more than the half thickness of the typical continental crust. However, any data may be deduced on the structure lying beneath the anomalous layer.

A similar structure in SW England is of Variscan age and it has been solved in combination of gravimetry and seismics (G. Newall — N. Rast 1970). P_g vave velocity was found to be relatively low (5.85 kms^{-1}) here whereas the Moho is sharply manifested. In the Carpathian case gravimetric data suggest that the average density of granite composing the upper crust is by 0.12 $kgdm^{-3}$ lower that the mean density of the entire crust down to a 15 km depth. Seismic measurements along the profile K III point to a relative decrease of seismic vave velocities in this depth (M. Mayerová et al. 1977). Supposing any relation between low densities and low velocities, this part of the Tatrides must be built inevitably by relatively homogenous granite and not by metamorphites. The latter have high seismic velocities and higher densities. The lower part of the crust limited by the discontinuous Moho is then probably dislocated due to processes related with the generation and emplacement of the granite magma.

Results obtained along the profile K III point also to other possibilities of the interpretation mentioned. From the interpreted granite body one may deduce

that magma generated lower than the 10—15 km depth. Some changes of rock densities may occur in such depths (G. Newall — N. Rast 1970). It may be also expected that in middle and lower crustal levels under the plutonic body, masses displaced due to differential intrusive processes occur. It means that if the granite magma generated by selective melting of parental rocks originally continuous towards the bottom, residual differentiates remain there after melting in time when the granite magma ascends to upper levels. According to geochemical conceptions, mainly rocks of intermediate (i. e. of granodiorite) composition are related to melts generated at high pressures.

Discussion

Previously only physical properties of the source evoking the gravity minimum have been treated. But one may give a pure geological question: of what age are the interpreted granites? Radiometric data proved explicitly that one may speak about Variscan age of granitization within the Western Carpathians (Lower Devonian to Permian, M. Mahel 1974). R. Ney (1975), A. Kislow — S. Poltowicz (1976) a. i. supposed that the Klippen belt continues downward into the lower crust and it melts just at the Moho discontinuity (as a belt of subduction). Seismic data enable such explanation (A. Kislow — S. Poltowicz 1976, M. Mayerová et al. 1977). Moreover, the bending and dislocation of the Moho discontinuity on the profile K III (M. Mayerová et al. 1977) located right below the Klippen belt may be related to melting processes there at the crust — upper mantle boundary (G. Newall — N. Rast 1970, L. P. Zonenshain et al. 1976). Therefore the earliest granite magma differentiates may be expected to occur at the bottom.

There are also some indirect data which enable to expect Alpine granite not only at the bottom of the crustal block but also in certain weakened zones near to the surface. Well expressed anomalies covering separate core mountain ranges of the Western Carpathians have been separated in the course of gravity data processing. Their effects are relatively considerable even if they reflect uniform rock complexes. These anomalies resulted from deformations of the gravity field by light masses of granite interpretated. Besides that, an outer belt of positive anomalies has been found parallel with the Klippen belt along the whole Carpathian arch (Fig. 2). The belt is dislocated by a parallel system of physical interfaces of NW—SE orientation only in its East Slovakian portion. The belt covers a known seismotectonic zone of shallow earthquakes along the whole Carpathians (i. e. in the Malé Karpaty Mts., the Little Fatra Mts., the High Tatra Mts. and the Humenné Mesozoic range, J. Plančár — J. Kvitkovič 1975, 1977). The feature may be explained in several manner. The best explanation is that gravitational sliding of separate blocks participating even in the deformations along the Klippen belt occured due to the vaulted surface of the underlier created probably by Tatride unit. Measurements of neotectonic movements (J. Plančár — J. Kvitkovič 1975, 1977) do not contradict to such explanation and already short-time changes in the relief (1—3 years) of mainly subsidential nature may cause sliding of separate blocks. Paleomagnetic data (P. Muška 1977) point also to movements of some nappes towards the outer Carpathian arch. All these movements may be related to the granite body assumed.

Conclusion

The authors of the paper are aware of the experience that such interpretation of the geophysical data does not fully conform the recent geological conception on the tectonic structure and setting of separate West Carpathians units. The outer belt of gravity anomalies related to the belt of shallow earthquakes and to recent vertical movements may be alternatively interpreted also as a consequence of gravitational

sliding. This feature should be considered as an important principle of the Carpathians which may help to explain also the structure of the Klippen belt. Therefore the latter should be further investigated in greater detail.

Provided that the explanation for the source of the Carpathian central gravity minimum by a granite body located in the Tatride region is correct, the North European platform and the basement of the Carpathian geosyncline will be in contact at the site of the northern gradient (Fig. 4, 5). However, whereas in the Vienna basin and in the Ukrainian part the central gravity minimum is evoked by common effects of the flysch and molasse sediments, the middle portion resulted from superposition of flysch and granite.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Herlianska elevácia podložia

LUBOMIL POSPÍŠIL

The Herľany elevation of the basement (East Slovakian Neogene basin)

A gravity elevation has been known until near Herľany (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia). This elevation has been explained by the effect of volcanic masses. A detailed gravimetric and magnetometric investigation yielded new data allowing to ascribe the anomaly to the effect of the basement.

Pri spracúvaní geofyzikálnych dát o širšom okolí Slanských vrchov bola v priestore severne od obce Herľany vyčlenená tiažová elevácia. Spolu s prejavom centrálnej zóny vulkanoplutonického aparátu Makovica tvorí v mapách menších mierok rozsiahlu pozitívnu anomáliu, ktorej pôvod sa vysvetľoval prítomnými vulkanitmi Slanských vrchov. Detailné tiažové merania a aeromagnetické merania ukázali, že vulkanické komplexy aparátov Zlatá baňa, Makovica a Strechov vrch obklopujú túto eleváciu len zo S a V. Oblasť tiažovej elevácie sa prejavuje ako nemagnetická zóna smeru SV—JZ.

Z porovnania s geologickými údajmi predpokladáme, že ide o prejav predterciérneho podložia, ktoré v týchto miestach tvorí priečnu eleváciu smeru SV—JZ. Vrchol elevácie interpretujeme v hĺbke okolo 1500 m (L. Pospíšil 1980). Overenie tejto anomálie môže pomôcť spresniť štruktúrno-tektonický plán predterciérneho podložia Slanských vrchov.

Geofyzika, n. p., Bratislava

Mineralia slov.
12 *(1980), 2, 165—176*

Mineralogicko-petroštruktúrne štúdium perlitov v stredoslovenských neovulkanitoch

ANNA LAJČÁKOVÁ

Katedra nerastných surovín PFUK, Žiškova 3, 801 00 Bratislava

(11 obr. v texte)

Doručené 19. 4. 1979

Минералогическо-петроструктурное изучение перлитов в среднесловацких неовулканитах

В статье описаны наблюдаемые петроструктурные разновидности в основной массе риолитовых вулканокластик на месторождениях находящихся главным образом в югозападных частях Кремницких гор. Приводятся результаты минералогического анализа сферолитического, фельзитического и стеклового развития. Термическое изучение подтвердило, что в стекловом развитии имеются перлитовые разновидности стекла с перлитовой и обсидиановой водой.

С точки зрения генезиса в данное время можно уделить внимание среде, с которой накоплялись вулканокластики, в которой вероятнее всего, происходило окончательное формирование перлита.

Mineralogical and petrostructural appraisal of perlite occurrences in the Middle Slovakian neovolcanic area

The main perlite occurrences are found in the SW part of the Kremnické vrchy Mts. Different structural types of groundmass development occuring in single clasts of rhyolite volcanoclastics are presented. Results allowed to distinguish pecularities of felsitic, spherulitic and glassy groundmass developments. According to thermic investigation results, glassy developments contain both "perlite" and "obsidian" water. Environmental conditions most probably governed the perlite groundmass development and different water "types" representation in it.

Na ťažbu perlitovej suroviny v oblasti stredoslovenských neovulkanitov prichádzajú nateraz do úvahy najmä ryolitovo-sklovité vulkanoklastiká.

Keďže tmeliacou hmotou klastov je v prevažnej miere sklovitý, expandujúci materiál, zamerali sme

sa na štúdium základnej hmoty v klastoch, ktorá kvalitu expandovaného perlitu výrazne ovplyvňuje. V spolupráci s Geologickým prieskumom v Banskej Bystrici sme nadviazali na doterajšie práce (J. Beňo — D. Očenáš 1962, J. Flimell 1962, J. Slávik 1963, J. Šalát — P. Ončáková 1964) a vykonali sme výskum najmä v juhozápadnej časti Kremnických vrchov (okrem niekoľkých lokalít).

Geologická pozícia lokalít

Lokality Slaská, Bartošova Lehôtka a Jastrabá ležia v južnej časti Kremnických vrchov. Vulkanoklastiká ryolitov tejto oblasti patria medzi produkty III. ryolitovej fázy (V. Konečný — M. Kuthan 1968) a možno ich zaradiť do prevažne explozívneho genetického typu. Strelníky ležia v oblasti prekrytia ľubietovskej zóny veporid neovulkanitmi Poľany. Ryolitové vulkanoklastiká tejto lokality pokladá J. Losert (1963) za redeponované členy I. ryolitovej fázy z oblasti vulkanických centier Poľany. Lokalitu Horná Štubňa, ktorá leží v severnej časti Kremnických vrchov, podľa J. Lexu in J. Forgáč (1967) budujú produkty III. ryolitovej fázy. Poslednú lokalitu predstavuje Lehôtka pod Brehy. Tu je v súčasnosti jediné ťažené ložisko perlitu u nás. J. Lexa in J. Forgáč (1969) zaraďuje vulkanoklastické komplexy ložiska medzi produkty tzv. hlinických ryolitov, ktoré sú podľa neho (J. Lexa, l. c.) diferenciačnými členmi andezitovej magmy v severnej časti Štiavnických vrchov. Naproti tomu vulkanoklastiká lokalít v Kremnických vrchoch patria podľa J. Lexu (l. c.) k acidnejším „kremnickým" ryolitom. F. Fiala (1961) ich začlenil do štvrtej sukcesnej skupiny neovulkanitov.

Petroštruktúrne štúdium klastov

Vo vulkanoklastikách lokalít prevažuje sklovitý vývoj klastov. Hemikryštalické a holokryštalické variety zaujímajú len vedľajšie postavenie.

Pri odbere vzoriek sme venovali pozornosť všetkým vizuálne odlišiteľným typom klastov. Ich veľkosť sa v zmysle klasifikácie R. V. Fischera (1961) pohybovala od veľkosti lapíl (2—64 mm) až po veľkosť bômb (nad 64 mm).

Porfyrické výrastlice skúmaných hornín tvoria takmer stálu asociáciu: K-živec a sanidín, kremeň, plagioklasy (An_{17-45}), biotit, niekedy monoklinický, rombický pyroxén a obyčajný amfibol. Na lokalite Strelníky je častý granát ($N = 1{,}82$ až 1,84). Akcesórie tvoria zirkón a apatit. Obsah porfyrických výrastlíc nepresahuje 8,8 %. Pre charakteristiku klastov má význam najmä štúdium základnej hmoty, ktorá ovplyvňuje kvalitu suroviny v rozhodujúcej miere. Preto sme za východisko na odlíšenie klastov zvolili štruktúru ich základnej hmoty.

Hyalínna štruktúra

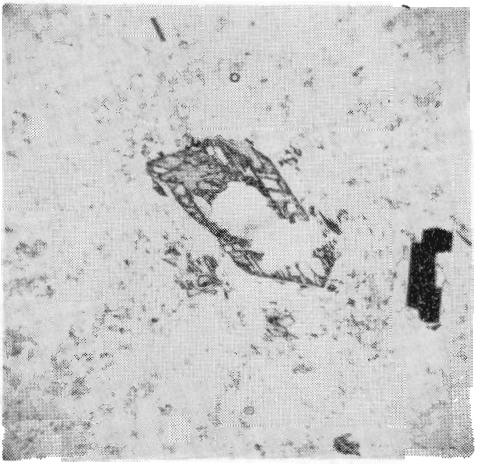
Klasty s hyalínnou štruktúrou základnej hmoty tvoria vo vulkanoklastikách prevažnú časť. Sklovitá hmota obsahuje aj ďalšie štruktúrne prvky a podľa nich sme vyčlenili štyri skupiny štruktúr základnej hmoty.

Hyalínno-pórovitá štruktúra

Pórovitosť sa v študovaných vzorkách prejavuje rozličnou intenzitou (obr. 1). Póry majú niekedy až také zastúpenie, že ich od seba oddeľuje len veľmi tenká sklovitá stena. Takúto štruktúru možno označiť ako „penovú". Veľkosť pórov sa pohybuje od 0,6—0,9 mm. Pri explóziách „ultravulkánového" charakteru vulkanickej činnosti počas III. ryolitovej fázy (V. Konečný — M. Kuthan 1968) vznikali zrejme prírodné expandované sklá. Ich chaotická fluidálnosť sa na póroch prejavuje najrozmanitejšími formami poprehýbania. Steny pórov sú často potiahnuté anizotropnými vylúčeninami. Tie sú pravdepodobne výsledkom aktívneho pôsobenia obsahu v póroch na sklovité steny alebo vyzrážania.

Hyalínna štruktúra so sférolitmi

Z väčšej časti ide o sférolity hnedastej farby s negatívnym reliéfom a takmer okrúhlym tvarom. Pri skrížených nikoloch je výrazná ich zonálna stavba s vývojom 2—4 zón. V menšej miere sú prítomné aj bezfarebné sférolity. Časté je narastanie jedného typu sférolitu okolo druhého. Najčastejšie však sférolit narastá okolo porfyrickej výrastlice (obr. 2). Sklo je masívne alebo pórovité. Časté mikrolitické zárodky kryštálov vytvárajú kostru sférolitu v podobe trichitických (vláskovitých, nepriehľadných) jedincov, alebo sú fluidálne usmernené a nerešpektujú stavbu sférolitov. Druhý spomenutý typ sférolitov sa nachádza skôr v klastoch, v ktorých základná hmota vykryštalizovala aspoň sčasti.

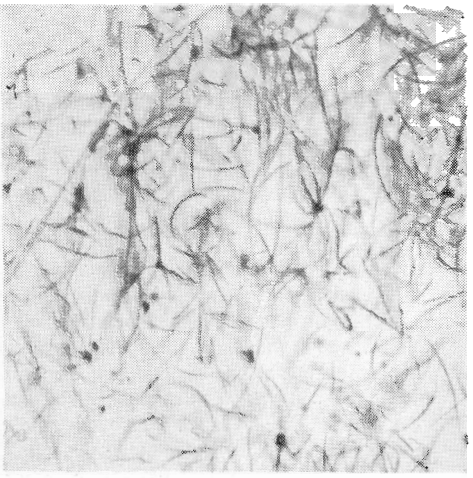


Obr. 1. Hyalínno-pórovitá štruktúra základnej hmoty so zvyškom výrastlice amfibolu. // N, zv. 31,5×. Lehôtka pod Brehy. Foto L. Osvald
Fig. 1. Hyaline to porous groundmass structure containing resorbtion hornblende residue. Parallel nicols, magn. 31.5, Lehôtka pod Brehy locality

Obr. 2. Hyalínna štruktúra so sférolitmi a perlitickými trhlinkami. // N, zv. 13,5×. Lehôtka pod Brehy. Foto L. Osvald
Fig. 2. Hyaline groundmass structure with spheruliths and perlitic fissures. Parallel nicols, magn. 13.5, Lehôtka pod Brehy locality

Hyalínna štruktúra s mikrolitmi

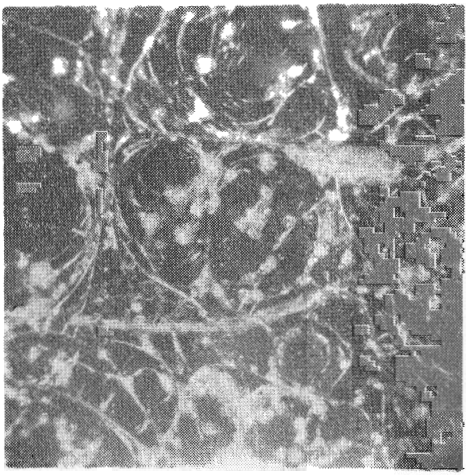
Mikrolity v sklovitých vývojoch vystupujú veľmi často. Dva základné a často pozorované typy sú belonity a trichyty (podľa klasifikácie F. Zirkela in Ju. I. Polovinkina 1966). Prvé sú priehľadné jednoduché tabuľkovité formy a ich habitus svedčí o ich príbuznosti so živcami. Opticky ich spoľahlivo identifikovať nemožno. Druhý typ tvoria nepriehľadné vláskovité, rozlične zoskúpené agregáty, ktoré azda možno pokladať za zárodočné štádiá mafických alebo opakových minerálov (obr. 3).



Obr. 3. Hyalínna štruktúra s mikrolitmi. // N, zv. 33×. Jastrabá. Foto L. Osvald
Fig. 3. Hyaline structure with microlites. Parallel nicols, magn. 33. Jastrabá locality

Hyalínna štruktúra s perlitickými trhlinkami

Koncentrické perlitické trhliny v skle sú pre mnohých autorov prvým diagnostickým znakom na označenie skla za perlit. Klasty s týmto typom trhliniek (obr. 4) sa po rozbití rozpadávajú na drobné sférické útvary, „perly". Už spomenutý sekundárny povlak na stenách pórov sa objavuje aj v okolí trhliniek (obr. 4). Ohraničenie sférolitov trhlinkami (obr. 2) ponúka myšlienku o kontrakčnom pôvode trhliniek pri pulzačnom raste sférolitov, na ktorý poukazuje ich častý zonálny vývoj (J. Šalát — P. Ončáková 1964).



Obr. 4. Hyalínna štruktúra s perlitickými trhlinkami, pozdĺž ktorých postupuje felzitická kryštalizácia. x N, zv. 4×. Meissen (NDR). Foto L. Osvald
Fig. 4. Perlitic fissures in hyaline structure with beginning felsitization along. Crossed nicols, magn. 4, Meissen (German Democratic Republic)

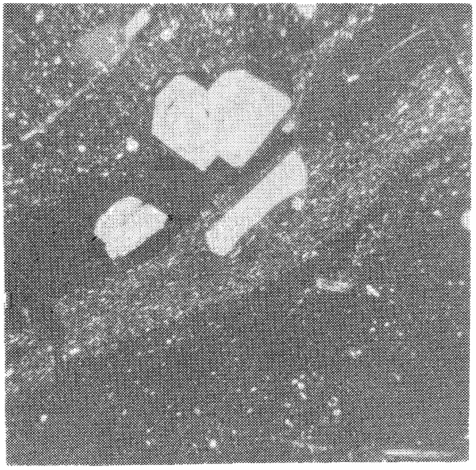
Hyalopilitická štruktúra

Aj v tejto skupine možno v základnej hmote klastov nájsť niektoré ďalšie prvky (póry, sférolity atď.). Kryštáliky v sklovitej hmote sú často fluidálne usmernené a ich veľkosť sa pohybuje okolo 0,04 mm. Tvoria ich minerály v prevažnej miere zhodné s porfyrickými výrastlicami. V niektorých prípadoch možno pri živcových „pilitoch" rozoznať typické sanidínové tvary.

Hyalínno-hyalopilitická štruktúra

Pozoruhodný je prejav páskovanej textúry v striedaní sa hyalínnej a hyalopilitickej štruktúry základnej hmoty. Hyalopilitická hmota prejavuje makro-

skopický tmavšiu a hyalínna svetlejšiu časť horniny. Póry v hyalopilitickom vývoji sú veľmi nepravidelné a so sekundárnym povlakom (obr. 5).

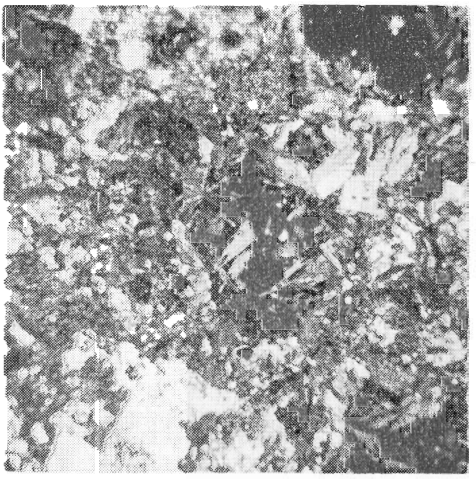


Obr. 5. Hyalínno-hyalopilitická štruktúra. x N, zv. 4 ×. Slaská
Fig. 5. Hyaline to hyalopilitic structure. Crossed nicols, magn. 4, Slaská locality

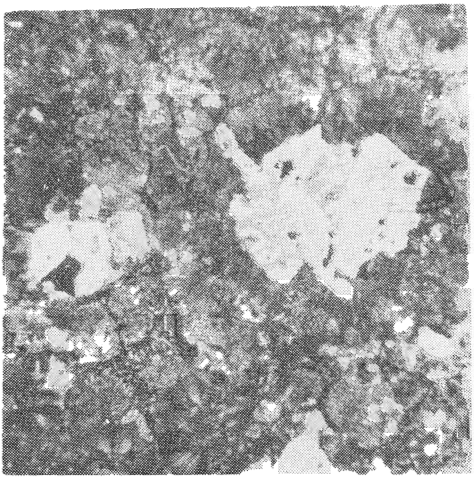
Felzitická štruktúra s podradnejším zastúpením sférolitického vývoja

Prípad osobitného sférolitického a felzitického vývoja sme nespozorovali. Vždy sú prítomné obidva vývoje, ale častá je prevaha jedného z nich (obr. 6). V zmysle H. Rosenbucha a A. N. Zavarického in V. V. Nasedkin (1975) felzitickú štruktúru tvorí agregát slabo individualizovaných kryštálov. Na ich identifikáciu je nevyhnutné použiť niektorú zo špeciálnych metód (röntgenovú analýzu, elektrónovú mikroskopiu).

Vývoj felzitu v študovaných vzorkách zastupujú dve variety, felzit s. s. a tzv. mozaikový felzit (podľa T. Zelenku 1967). V druhom type sa striedajú svetlejšie a tmavšie polohy felzitického vývoja. Pri skrížených nikoloch polohy navzájom nepravidelne zhášajú. Časté je vystupovanie minerálov tridymitového habitu v dutinkách. Sférolitický vývoj je prítomný nielen v podobe okrúhlych radiálno-lúčovitých útvarov, lež aj vo forme vlákien orientovaných okolo nepravidelnej línie. Takúto štruktúru označuje Ju. I. Polovinkinová (1966) ako exiolitovú.



Obr. 6. Felzitícko-sférolitická štruktúra. x N, zv. 3,5×. Jastrabá. Foto L. Osvald
Fig. 6. Felsitic to spherulitic structure. Crossed nicols, magn. 13. Jastrabá locality



Obr. 7. Sférolitícko-felzitická štruktúra. Živec je zatláčaný kremeňom. x N, zv. 3.5×. Slaská. Foto L. Osvald
Fig. 7. Spherulitic to felsitic structure. Crossed nicols, magn. 13. Slaská locality

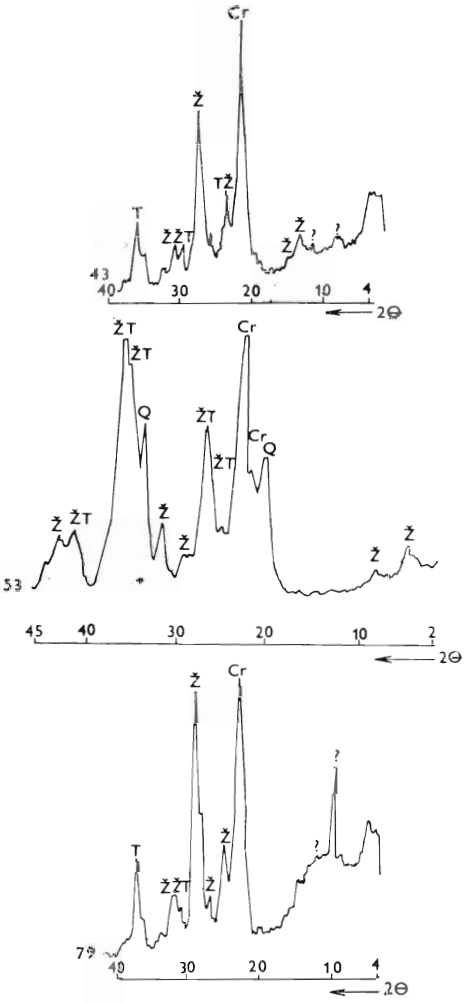
Sférolitická štruktúra s podrobnejším zastúpením felzitu

Sférolitický vývoj často prevláda. Felzitický vývoj potom vypĺňa priestor medzi sférolitmi (obr. 7). Na základe optického štúdia možno medzi sférolitmi rozlíšiť hnedastý a bezfarebný typ. Pre prvý je charakteristické zoskupovanie do reťazí, vzájomné zatláčanie a rovnaká dĺžka vlákien v zónach. Bezfarebné sférolity sú budované zonálne, ale dĺžka vlákien v zónach nie je rovnaká. Tento typ sférolitov sa často strieda s felzitickým vývojom. Niekde je ťažko obidva vývoje navzájom ohraničiť. Z toho by bolo azda možno predpokladať ich podobné minerálne zloženie.

Štúdium sférolitického a felzitického vývoja

Na identifikáciu sférolitického a felzitického vývoja sme použili výsledky röntgenovo-difraktografickej analýzy.

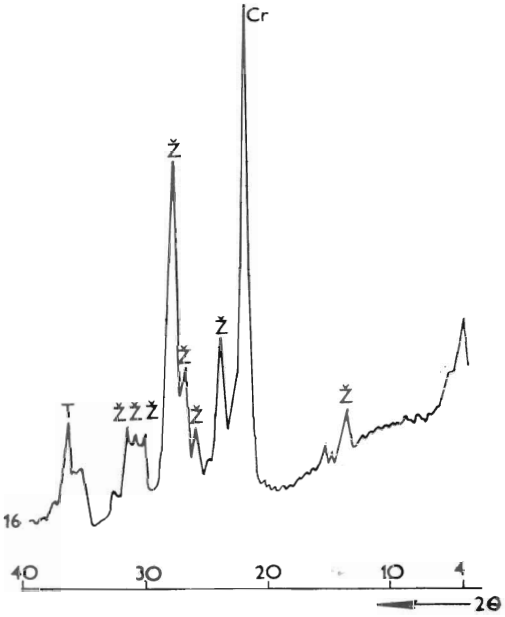
Vo všetkých sférolitoch je prítomný cristobalit *(Cr)*, pravdepodobne tridymit *(T)* a živce *(Ž)*. Vzorka 53 (obr. 8) obsahuje aj kremeň *(Q)*. Doteraz neidentifikované reflexy vzorky 79 (obr. 8) sa na záznamoch ďalších analyzovaných sférolitov nevyskytujú. Živec je prítomný vo forme Na—K-živcov a acidných plagioklasov. Cristobalit a tridymit sú okrem jednej výnimky (vz. 53, obr. 8) prítomné v nízkoteplotných modifikáciách. Cristobalit sa na difrakčných záznamoch prejavil aj hlavnými reflexmi, tridymit len vedľajšími reflexmi (obr. 8). Minerálne zloženie felzitického vývoja oproti sférolitickému



Obr. 8. Difraktografické záznamy sférolitického vývoja základnej hmoty
Fig. 8. DTA records of the spherulitic groundmass development

vývoju neprejavuje podstatné rozdiely (obr. 9). Prítomný je cristobalit, tridymit, Na—K-živce a kyslé plagioklasy. Častejší je sanidín.

Možno konštatovať, že sférolity a felzit majú SiO_2 — živcové zlože-



Obr. 9. Difraktografický záznam felzitického vývoja
Fig. 9. DTA record of the felsitic groundmass development

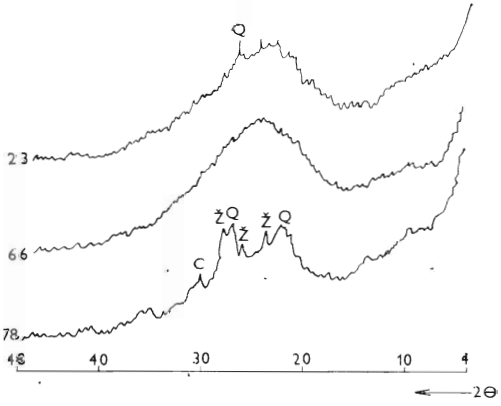
nie. SiO_2 môže byť prítomný vo forme tridymitu, cristobalitu a kremeňa. Výsledky, ktoré sme získali vlastným výskumom, úzko korešpondujú s výsledkami ďalších autorov (J. Šalát — P. Ončáková 1964, V. V. Nasedkin 1975 a i.).

Štúdium sklovitého vývoja v klastoch

Štúdium štruktúry skla röntgenovo-difraktografickou analýzou

Difraktografický záznam vz. 66 (obr. 10) obsahuje pozoruhodné zvýšenie pozadia vo forme širokého difúzneho reflexu v rozmedzí d 4,37—3,31 nm. Tento jav sme zistili pri našom štúdiu prvýkrát. Takýto difúzny reflex by mohol poukazovať na príznaky zmiešanej cristobalitovo-tridymitovej štruktúry, ktorých hlavné reflexy sa pri kryštalickom vývoji prejavujú v tejto oblasti. Na existenciu spomenutých príznakov upozornil V. V. Nasedkin et al. (1969) a V. V. Nasedkin (1975), ktorý študoval vulkanické sklá acidného charakteru na ložiskách v ZSSR.

Difrakčný záznam vz. 23 (obr. 10) sa prejavuje výraznejším reflexom (3,52 nm), ktorý môže signalizovať štruktúrny „motív" kremeňa. Kremeň v tomto prípade pravdepodobne prevláda, pretože pozadie cristobalitu a tridymitu je len málo výrazné. Vz. 78 (obr. 10) sa prejavila na zázname slabými reflexmi živ-



Obr. 10. Difrakčný záznam sklovitého vývoja
Fig. 10. DTA record of the glassy groundmass development

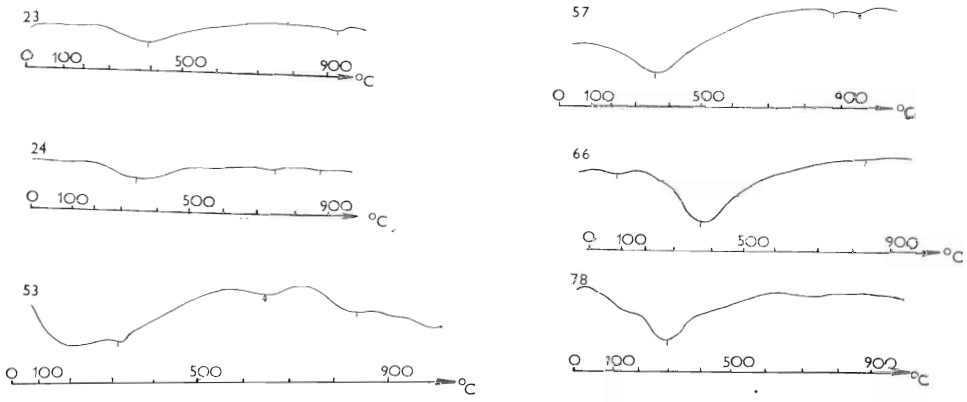
cov, cristobalitu, kremeňa a kalcitu. Podľa optického štúdia ide zrejme o prejav felzitickej kryštalizácie pozdĺž perlitických trhliniek.

Zo štúdia vychodí, že aj pri použití röntgenovo-difraktografickej analýzy možno získať isté informácie o „štruktúre" skla, ktorú v našom prípade tvoria „motívy" kremeňa, cristobalitu, tridymitu a živcov.

Štúdium obsahu a foriem vody v skle diferenčnou termickou analýzou.

Celkove možno na krivkách DTA sledovať viac endotermických efektov, ktoré charakterizujú únik vody (obr. 11). Nemožno ich však jednoznačne rozdeliť na efekty úniku perlitovej (nízkoteplotnej — únik pri 150—300 °C) a efekty úniku obsidiánovej (vysokoteplotnej — únik pri 800—900 °C) vody. Ako vychodí z obr. 11, maximálna hodnota endotermických efektov úniku perlitovej vody je pri väčšine vzoriek medzi 300—400 °C. Teplota, pri ktorej obsidiánová voda uniká, sa vo väčšine prípadov rovná údajom z literatúry (800—1000 °C; V. D. Keller — E. E. Pickett 1954 a i.). Z obr. 11 vyplýva, že náhľady o viacerých typoch vody vo vulkanických sklách (V. V. Nasedkin — V. I. Paneš 1967) pravdepodobne platia aj o vzorkách, ktoré sme bádali. Z porovnania intenzity efektov perlitovej a obsidiánovej vody na krivkách DTA je zrejmé, že obsidiánová voda tvorí z celkového obsahu len nepatrné množstvo. Oblasť úniku perlitovej vody je takmer pri všetkých krivkách široká, často s postupným prechodom do oblasti úniku hydroskopickej vody.

Podľa optického a termického štúdia možno takmer všetky skú-



Obr. 11. Krivky DTA vulkanických skiel s vyznačením endotermických maxím
Fig. 11. DTA records of volcanic glasses with indicated important endothermic peaks

mané vzorky vulkanického skla zaradiť do perlitového typu. Vychodí to najmä z obsahu vody, ktorý sa pohybuje okolo 3 %. V zmysle náhľadov o neprítomnosti obsidiánovej vody v smolku (M. A. Kaškaj — V. I. Mamedov 1961 a i.) by sa azda vz. 57 a 24 (obr. 11) mohli označiť ako smolky. Obsidián sme pri našom štúdiu doteraz nezistili.

Genéza perlitov

Perlitový typ vulkanického skla sa v súčasnosti vzhľadom na jeho použitie v technologickom zmysle chápe ako acidné sklo s obsahom vody okolo 3 %. Obsah vody v skle vyšší ako 1 % mnohí autori pokladajú za sekundárny. J. Friedmann — R. Smith (1958) izotopickým štúdiom vody v perlitoch zistili len niekoľkodesatinový percentuálny obsah primárnej magmatickej vody. Otázka pôvodu vody nie je doteraz vyriešená. Novšie výskumy (V. V. Nasedkin 1973, N. S. Manuljovová et al. in V. V. Nasedkin, l. c.) potvrdzujú druhú z týchto dvoch teórií:

1. Transvaporizačná teória G. Szadeckého — E. Kardossa (1958) predpokladá získavanie vody ešte v magmatickom štádiu, a to v dôsledku vyrovnávania tenzie pár medzi magmou a prostredím bohatým na vodu.

2. Teóriu sekundárnej hydratácie v súčasnosti potvrdzuje väčšina autorov. Jej priekopníkmi sú americkí geológovia C. S. Ross — R. L. Smith (1955), ktorí bádali spoluvystupovanie obsidiánov a perlitov v masíve Superior v Arizone.

Spoluvystupovanie perlitov a obsidiánov pokladajú M. A. Kaškaj — A. I. Mamedov (1961) za výrazný znak na vyhľadávanie. E. F. Malejev (1969) v tejto súvislosti pri povrchových vulkanických telesách uvádza dva typy zonálnosti. Primárnu zonálnosť zapríčiňuje rozličný vývoj hmoty spôsobený tepelným spádom a sekundárnu zonálnosť rozličný stupeň hydratácie skla.

V. V. Nasedkin — V. I. Krupa (1969) kladú začiatok hydratácie ešte do podmienok formovania sa povrchových telies. Pri náhlom znížení tlaku nastala degazácia magmy a migrácia povrchových zložiek k povrchovým zónam. Tie sa takto podľa nich už primárne obohacujú o vodu.

Proces hydratácie, ktorý nemusela spôsobiť iba juvenilná alebo vadózna voda, zahŕňa tri štádiá: 1. zaplnenie medzimolekulárnych priestorov vodou, 2. vznik hydratovaných skupín, 3. hydrolýzu.

V. V. Nasedkin (1973) predpokladá, že môžu nastať tri prípady hydratácie vulkanického skla: 1. plynotekuté roztoky prenikajú do skla v momente blízkom tvorbe skla (okolo 700 °C), 2. hydratácia spôsobená nízkotermálnymi (100—300 °C) roztokmi, 3. hydratácia za povrchových podmienok pri atmosferickom

tlaku a teplote pod 50 °C.

Medzi sklovitými klastmi vulkanoklastík na študovaných lokalitách možno pozorovať veľké zastúpenie pórovitých skiel. Takéto sklá možno pokladať za prírodne expandované. Pri termických analýzach kompaktných skiel sa neprejavili nijaké podstatné rozdiely v obsahu a formách vody. Tento fakt by mohol svedčiť o spoločnom získaní vody pri všetkých sklách zastúpených vo vulkanoklastikách. Ak pripustíme, že aspoň obsidiánový obsah vody (1 %) je primárne magmatický, zostáva otázkou, akého pôvodu je perlitová voda. Na lokalitách vulkanoklastík, ktoré sme bádali, nemožno pozorovať zonálnosť z obsahu vody, teda obsidiánové a perlitové zóny. Ale treba zobrať do ohľadu fakt, že vulkanoklastiká sú vďaka svojej nízkej kompaktnosti veľmi vhodným prostredím pre všestrannú cirkuláciu vodných roztokov. Pritom pri samotných sklovitých klastoch hrá veľkú úlohu pórovitosť a trhlinatosť, ktoré zväčšujú styčný, hydratácie schopný povrch. Ale nemožno obísť ani možnosť redepozície už hydrátovaného vulkanického skla zo sklovitých plášťov telies, ako to uvádza napr. J. Lexa (1968) v prípade niektorých komplexov ložiska perlitu v Lehôtke pod Brehy.

Na vyriešenie genézy perlitov treba pri redeponovaných, ale aj autochtónnych vulkanoklastikách paleogeograficky analyzovať územie, ako aj určiť primárne miesta výskytu. Ďalej treba venovať pozornosť povrchovým vulkanickým telesám so sklovitým plášťom s možnosťou zonálneho vývoja následkom hydratácie. Vzťah charakteru týchto skiel a skiel istej sedimentačnej oblasti by mohol dať odpoveď na mnohé otázky späté s ich hydratáciou.

Záver

Petroštruktúrnym štúdiom klastov v ryolitových vulkanoklastikách sme zistili nasledujúce vývoje základnej hmoty: hyalínno-pórovitý, hyalínny s ojedinelými sférolitmi, hyalínny s mikrolitmi, hyalínny s perlitickými trhlinkami, hyalopilitický, hyalínno-hyalopilitický, felzitický s podradnejším zastúpením sférolitického vývoja, sférolitický s podradnejším zastúpením felzitického vývoja.

Prevažnú časť tvoria klasty s hyalínnym vývojom základnej hmoty, a to je dôležitý predpoklad, že sa budú môcť použiť na výrobu expandovaného perlitu.

Röntgenovo-difraktografickou analýzou sme zistili SiO_2-živcové zloženie sférolitického a felzitického vývoja. SiO_2 v uvedených vývojoch je pravdepodobne prítomný vo forme tridymitu, cristobalitu a kremeňa. Naše zistenie teda zaraďuje felzitický a sférolitický vývoj základnej hmoty do neexpandujúceho podielu.

Z teoretického hľadiska sú zauji-

mavé naše výsledky o prítomnosti štruktúrnych „motívov" kremeňa, cristobalitu, tridymitu a živcov acidného typu v študovaných vzorkách vulkanických skiel.

Charakter a obsah vody, ktorý sa v analyzovaných vzorkách pohybuje okolo 3 %, je v súvislosti s ich použiteľnosťou jedným z dôležitých predpokladov dobrej kvality.

V ďalšej práci bude treba podrobnejšie a presnejšie rozpracovať otázky dotýkajúce sa najmä vplyvu vyčlenených vývojov na kvalitu konečného produktu. To by vo veľkej miere zjednodušilo a zhospodárnilo technologické skúšky na overenie kvality suroviny.

Recenzovala M. Šímová

LITERATÚRA

Beňo, J. — Očenáš, D. 1962: Lehôtka pod Brehy — perlity. *[Záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava.*

Djena, Dž. D. et al. 1966: Sistema mineralogii. Mineraly kremnezema. Moskva, Izd. Mir.

Fiala, F. 1961: Geologicko-petrografický výskum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. *[Záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava.*

Fischer, R. V. 1961: Proposed clasification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. America Bull., 72, pp. 1409—1413.*

Flimmel, J. 1962. Horná Štubňa — ryolitové sklo. *Etapa* — technologický výskum. Stav ku dňu 1. 6. 1962. *Manuskript — Geol. prieskum Banská Bystrica.*

Forgáč, J. et al. 1967: Základný geologický výskum neovulkanitov stredného Slovenska. *[Ročná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava.*

Forgáč, J. et al. 1969: Základný geologický výskum neovulkanitov stredného Slovenska. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Friedman, I. — Smith, R. 1958: The deuterium content of water in some volcanic glasses. *Geochim. cosmochim. Acta, 15, pp. 218—228.*

Kaškaj, M. A. — Mamedov, A. I. 1961: Perlity, obsidiány, pechštejny a ich mineralogicko-petrografičeskoje i fizikochimičeskije osobennosti. Baku, Izd. AN Azerb. SSR. 179 s.

Keller, W. D. — Pickett, E. E. 1954: Hydroxil and water in perlit from Superior in Arizona. *Amer. J. Sci., 252, No 2, pp. 87—98.*

Losert, J. 1963: Geologie a petrografie západní části Lubietovské zóny přilehlého subtatrika. *Rozpr. Čs. akad. věd 73, 12, s. 49—53.*

Malejev, E. F. et al. 1969: Kratkaja geologičeskaja i technologičeskaja charakteristika Načikinskogo mestoroždenija perlita. *In: Zákonomernosti form. i razm, mestorož. vulk. stekla. Moskva, Izd. Nauka, s. 106—117.*

Nasedkin, V. V. — Paneš, V. I. 1967: Gidroxil i voda v nekotorych raznovidnostjach prirodnych i iskusstvennych silikatnych stekol. *In: Vodnyje vulkaničeskije stekla i postvulkaničeskije mineraly. Moskva, Izd. Nauka, s. 25—56.*

Nasedkin, V. V. et al. 1969: Issledovanije strojenija i fizičeskich svojstv stekloobraznych porod. *In: Zakonom. form. i razm. mestorož. vulk. stekla. Moskva, s. 122—133. Izd. Nauka.*

Nasedkin, V. V. — Krupa, A. A. 1969: Vlijanije texturnych osobennostej i veščestvennogo sostava perlitov Eligan—Bulagskogo mestoroždenija na ich vspučivajemost. *In: Zakonomernosti form. i razm. mestorož. vulk. stekla. Moskva, Izd. Nauka, s. 192—199.*

Nasedkin, V. V. 1973: Vodosoderžaščije vulkanočeskije stekla — syrjo dľa proizvodstva spečennogo perlita. *Nemetal. polez. iskop. Moskva. 54 s.*

Nasedkin, V. V. 1975: Petrogenezis kislych vulkanitov. *Moskva, Izd. Nauka. 206 s.*

Polovinkina, Ju. I. 1966: Struktury i textury izveržennych i metamorfičeskich gornych porod. Tom 1. Izveržennyje porody. Moskva, Izd. Nedra.
Ross, G. S. — Smith, R. L. 1955: Water and other volatiles in Volcanic glasses. *Amer. Mineralogist, 40, pp. 1071—1089.*
Slávik, J. 1963: Súborná správa o výskume a prieskume perlitov na Slovensku. *Manuskript — Geofond Bratislava.*
Szádecky-Kardoss, E. 1958: On the petrology of volcanic rocks and the interrection of magma and water. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 5, fasc. 2, pp. 196—233.*
Šalát, J. — Ončáková, P. 1964: Perlity, ich výskyt, petrochémia a praktické použitie. Bratislava, Vyd. SAV.
Zelenka, T. 1967: Veränderungen vulkanischer gläser auf Grund mikroskopischer Untersuchungen. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 11 (H), pp. 437—451.*

Mineralogical and petrostructural appraisal of perlite occurences in the Middle Slovakian neovolcanic area

ANNA LAJČÁKOVÁ

The estimation of different groundmass developments in single clasts of rhyolite volcanoclastics is of great importance for the general evaluation of perlite as raw material. The share of individual groundmass developments may serve as significant indicator for the quality of expanded perlite.

Seven different groundmass developments have been ascertained in rhyolite volcanoclastic samples taken from the Middle Slovakian neovolcanic area. Their mineralogical investigation shoved that felsitic and spherulitic groundmass developments mainly consist of alkali feldspars, quartz, tridymite and cristobalite whereas glassy textures contain only crystalline motives of feldspars and of polytype silica modifications achieving different degrees of crystall growth.

Results of thermic investigations point to both high- and low-temperature water content ("obsidian" and "perlite" water, respectively) in glassy clasts. The "perlite" water decomposes in majority of cases between 300—400° C whereas the "obsidian" water releases within the 800—1,000° C temperature interval.

A considerable part of the total water content represents the "perlite" water up to 3 p. c. in glassy clasts. On the other hand, the "obsidian" water content fluctuates only within a few tenths of p. c. Due to several endothermic peaks at different temperatures on diffraction analytical graphs, the presence of further water "types" may be supposed. Though the total water content is relatively homogenous in investigated samples, the representation and share of different water "types" resulted from different environmental influences in the course of volcanoclastic accumulation.

Preložil I. Varga

Mineralia slov.
12 *(1980), 2, 177—184*

SPRÁVY

K otázke vnútrožilnej metasomatózy hydrotermálnych žíl v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

JOZEF VÁCLAV

Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

(7 obr. a 1 tab. v texte)
Doručené 9. 4. 1979

К вопросу внутрожильного метасоматоза гидротермальных жил в центральной части Спишско гемерского рудогорья

В статье автор занимается изучением метасоматоза сидерита кварцем сидерито-сульфидных жил в центральной части Спишско-гемерского рудогория и изучает возникновение и развитие текстур при этом процессе.

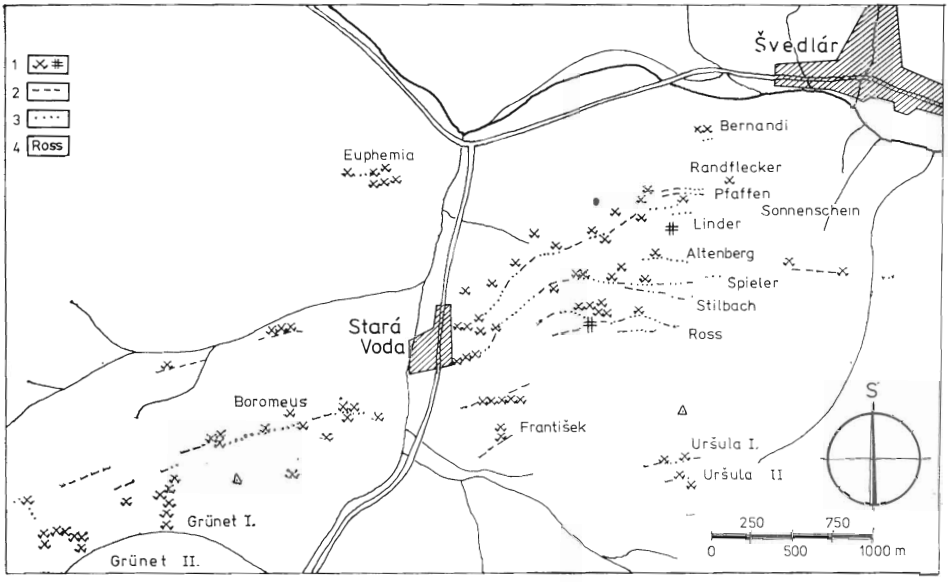
To the problem of intra-vein metasomatism on hydrothermal ore veins in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Due to continuous metasomatic replacement of siderite by quartz III, the original spatial distribution of these minerals has been also changed. Single intra-vein structures correspond to single stages of metasomatic alteration on the ore veins in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

V minulých rokoch sme skúmali mineralogicko-paragenetické pomery širšej oblasti masívu Zlatého stola v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Bádaná oblasť leží mimo hlavného systému väčších sideritovo-sulfidických žíl (ktorý je viac vyvinutý v periférnych častiach), t. j. leží v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Smerom na J, resp. do centra sa sideritovo-sulfidická mineralizácia mení na antimonitovú. Je to teda oblasť, v ktorej význam sideritového zrudnenia postupne klesá. Pre prechod medzi typickým sideritovo-sulfidickým a antimonitovým zrudnením je cha-

rakteristický najmä hojný výskyt kremeňových a kremeňovo-sulfidických žíl. Sideritovo-sulfidické žily sú najhojnejšie v priestore obce Švedlár a Stará Voda a tvoria systém paralelných žíl s pomerne krátkou smernou dĺžkou a s malou mocnosťou (obr. 1).



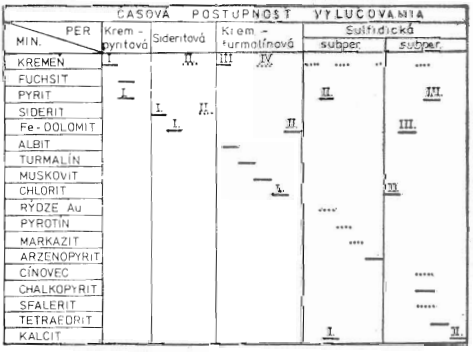
Obr. 1. Situačná mapa rudných žíl v oblasti Starej Vody. Vysvetlivky: 1 — štôlne, šachty; 2 — priebeh žíl podľa povrchových banských prác; 3 — predpokladaný priebeh žíl; 4 — pomenovanie žíl

Fig. 1. Sketch map showing the distribution of ore veins in the Stará Voda area. Explanations: 1 — adit, shaft, 2 — vein course according to surficial minings, 3 — supposed vein course, 4 — vein name

Z mineralogickej stránky je v žilách najbohatšie zastúpený siderit I a kremeň III (tzv. turmalínový). Zo sulfidov spravidla chalkopyrit a tetraedrit. Pyrit tvorí lokálne monominerálne nahromadeniny. Celková sukcesia je v tab. 1.

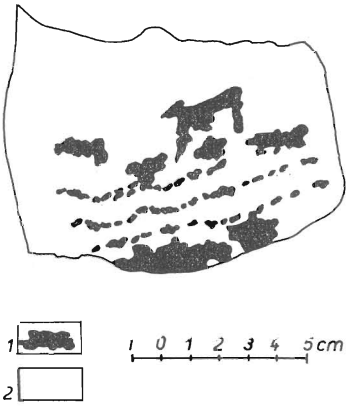
V práci si všímame iba siderit I a kremeň III, lebo sú to najbohatšie zastúpené minerály a ovplyvňujú celkový charakter žíl z textúrnej aj vývojovej stránky.

Tab. 1

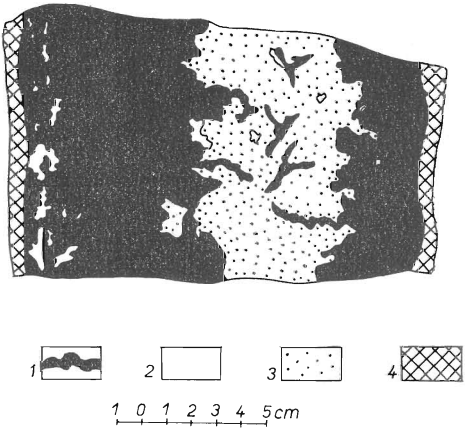


Charakteristika sideritu a kremeňa

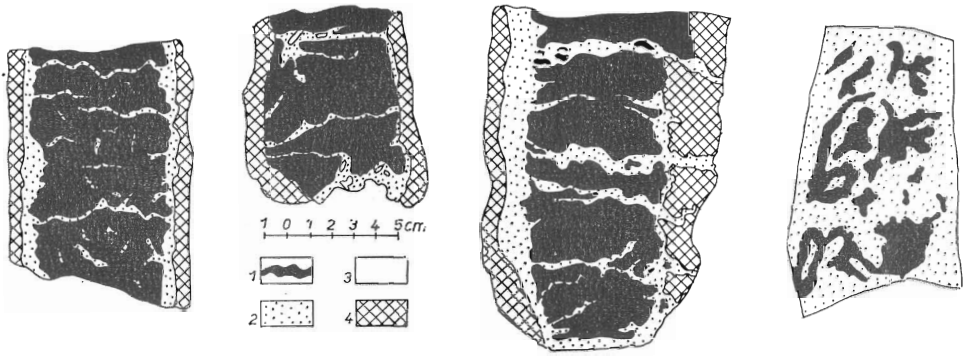
Kremeň sa vyskytuje v niekoľkých generáciách. Najhojnejšie je zastúpený kremeň III. V žilách ho spravidla možno určiť ľahko podľa vzťahu k starším minerálom (k sideritu I a Fe-dolomitu I), asociácie s mladšími minerálmi (turmalín, albit, sulfidy) a spravidla aj podľa mliečnobielej farby. Mikroskopicky je zvyčajne hrubozrnný, alotriomorfný, silne undulózny a kataklázovaný. Často obsahuje mechanické vtrúseniny okolných hornín. Miestami sme spozorovali jeho rytmické vylučovanie, ktoré zvýrazňujú mladšie minerály, hlavne chalkopyrit (obr. 2). Je silne „reaktívny", jasne preniká do sideritu I aj do Fe-dolomitu I a zatláča ich. Pre prvé fázy vystupovania kremeňa sú spravidla charakteristické len tenké žilky v siderite, hniezda alebo výplň stredných, príp. okrajových častí sideritových žíl (obr. 3). Je pochopiteľné, že to závisí aj od tektonických procesov. V ďalších fázach už pôsobil kremeň na siderit priamo, t. j. uplatňovala sa metasomatóza, a preto sa aj objem sideritu na úkor kremeňa zmenšil. Najlepšie to vidieť na rebríkových a brekciových textúrach. Najprv sú rebríkové textúry zo slabých žiliek kremeňa III v siderite I, potom sa postupne rozširujú, až sú zo sideritu len zvyšky (obr. 4). Pri brekciových textúrach (hornina tmelená sideritom I) je siderit zatláčaný z vonkajšej alebo od vnútornej strany, t. j. od styku horniny so sideritom I



Obr. 2. Rytmické vylučovanie kremeňa III zvýraznené vylučovaním sulfidov. Vysvetlivky: 1 — chalkopyrit; 2 — kremeň III
Fig. 2. Rhytmic precipitation of quartz III pronounced by sulphides. Explanations: 1 — chalcopyrite, 2 — quartz III



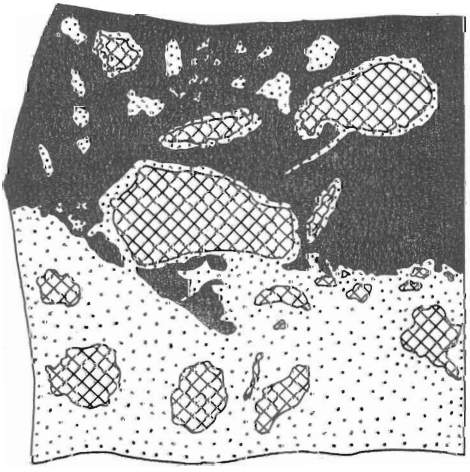
Obr. 3. Prvé fázy vystupovania kremeňa III. Vysvetlivky k obrázkom 3—7: 1 — siderit I; 2 — sulfidy; 3 — kremeň III; 4 — hornina
Fig. 3. First phases of quartz III occurence. Explanations: 1 — siderite, 2 — sulphide, 3 — quartz III, 4 — wallrock



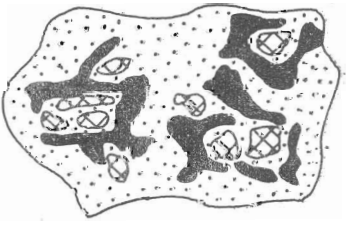
Obr. 4. Metasomatóza sideritu kremeňom (rebríková textúra)
Fig. 4. Metasomatism of siderite by quartz (ladder structure)

(obr. 5). To môže na prvý pohľad viesť k mylnému posudzovaniu kokardových textúr, t. j. sukcesie sideritu I a kremeňa III. Na obr. 5 jasne vidieť postup a spôsob metasomatózy sideritu I kremeňom III. Výsledkom je kokardová textúra, v ktorej je vnútorný kremeň mladší. Pokročilejšie štádium zatláčania zanechalo len náznaky brekciových textúr (obr. 6).

Z uvedeného vidieť, že terajší obraz žily nemusí byť verným obrazom pôvodnej výplne, ale môže



Obr. 5. Metasomatóza sideritu kremeňom (brekciovitá textúra)
Fig. 5. Metasomatism of siderite by quartz (breccia structure)



Obr. 6. Pokročilejšie štádium metasomatózy (brekciovitá textúra)
Fig. 6. More advanced stage of metasomatism (breccia structure)

zahŕňať aj metasomatické procesy. Preto pri posudzovaní zonálnosti treba brať do úvahy aj otázku vnútrožilnej metasomatózy.

Siderit je prítomný v dvoch generáciách. Siderit II sa vyskytuje

len ojedinele v žile Páter Noster. Siderit I je strednozrnný a len miestami má hrubozrnnejší charakter v monominerálnej sideritovej výplni. Je svetlohnedý a v závislosti od stupňa oxidácie nadobúda tmavšiu farbu. Drúzové dutiny s idiomorfným vývojom sideritu sme spozorovali zriedkavo. Celkove je veľmi znečistený, resp. poprerastaný kremeňom a v menšej miere šupinami sericitu. Miestami je kremeňom úplne presýtený. Metasomaticky zatláča a atakuje len kremeň I, s ktorým (a spolu s horninou) ojedinele vytvára i brekciové textúry. Najintenzívnejšie je siderit I zatláčaný kremeňom III. Metasomatóza spravidla postupuje od puklín alebo v smere štiepateľnosti. Intenzívne ho zatláčajú aj mladšie minerály, najmä chlorit I a sulfidy; hlavne pyrit II, chalkopyrit a tetraedrit. Fe-dolomit I, ktorý kryštalizuje po siderite I alebo súčasne s ním, ho atakuje veľmi slabo. Makrochemizmus sideritu I sme sledovali kvantitatívnymi chemickými analýzami.

Stredný kryštalochemický vzorec zodpovedá formule

$$(Fe_{0,86}Mg_{0,29}Mn_{0,03}Ca_{0,02})_1CO_3$$

Aj keď sú vzorky z rozličných miest a z pomerne širokého areálu, vykazujú istú zhodu, a tak charakterizujú študovanú oblasť, najmä starovodský žilník vyznačujúci sa zoskupením sideritovo-sulfidických žíl. Ich dôležitou črtou je pomerne nízky obsah FeO, ojedinele len 48 %, vysoký obsah MgO, pohybujúci sa v rozmedzí 8—11 %. Vzhľadom na kvalitný siderit Spišsko-gemerského rudohoria (Rožňava, Jedľovec atď.) majú pomerne nepriaznivé zloženie, ovplyvnené najmä Mg a Ca.

K otázke vnútrožilnej metasomatózy (siderit—kremeň)

Počas terénneho sledovania priestorového rozloženia týchto dvoch minerálov sme si všimli zámenu sideritu za kremeň. Túto zámenu spravidla vyjadruje typ alebo vývojový stupeň textúry, t. j. istá textúra vo vývoji naznačuje aj istý stupeň zámeny sideritu za kremeň. V podstate sú vyvinuté tri typy textúr, hniezdovitá, rebríková a kokardová. Pri každom type sme spozorovali iný vývoj. V prvých štádiách vývoja je obraz textúr najcharakteristickejší (obr. 7). Postupne sa pod vplyvom metasomatózy pôvodná textúra menila, až zanikla. To znamená, že pôvodná výplň, v našom prípade siderit, bola vytláčaná a jej miesto zaujal mladší minerál, kremeň. Táto zámena dosiahla až taký stupeň, že z pôvodného minerálu zostali len relikty. Pri posudzovaní priestorového rozloženia niektorých zložiek žilnej výplne musíme brať do úvahy aj tento jav.

Pri mikroskopickom, ale najmä

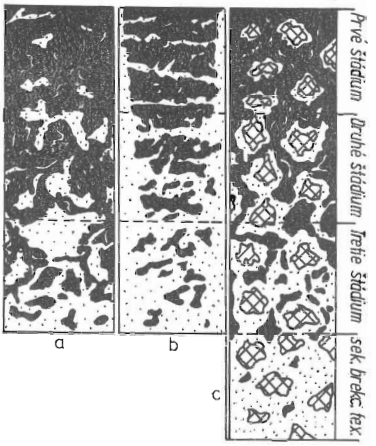
pri terénnom makroskopickom štúdiu priestorového rozloženia minerálov v žilách sa často alebo spravidla stretáme s javom, ktorý interpretujeme ako ubúdanie alebo pribúdanie niektorého minerálu v istom smere (Z—V, S—J), t. j. interpretujeme ho ako primárnu zonálnosť. Z dnešného hľadiska však tento stav nemusí byť a ani nie je verným obrazom pôvodného stavu alebo množstva sideritu v žilách, alebo zahŕňa aj metasomatické procesy prebiehajúce na začiatku postsideritovej periódy.

Z toho vychodí, že jednou z príčin dnešného stavu zonálnosti je aj vnútrožilná metasomatóza. Vývoj vnútrožilnej metasomatózy sme spozorovali na hniezdových, rebríkových a kokardových textúrach. Na lepšie pochopenie sme pri každej textúre vydelili tri vývojové štádiá.

Prvé štádium hniezdových textúr je charakteristické vývojom rozličných hniezd tenkých žiliek a slabého presýtenia sideritu I kremeňom III, čo je často pozorovateľné len mikroskopicky.

Druhé štádium (nepravidelných foriem) sa prejavuje silnejším uplatnením sa kremeňa, veľkými hniezdami a silným presýtením, dobre viditeľným aj mikroskopicky. Charakteristické je spájanie hniezd kremeňa v siderite do nepravidelných útvarov a žiliek a silnejším prenikaním kremeňa pozdĺž nadložných alebo podložných plôch žily.

V konečnom, tzv. *reliktnom štádiu*, sú zo sideritu už len zvyšky, príp. zisťujeme siderit iba v rozptýlenej forme. V podstate ide o metasomatózu, ktorú nepredchádzala zjavnejšie tektonická pripravenosť.



Obr. 7. Zmena textúr v dôsledku vnútrožilnej metasomatózy textúr: a — hniezdových, b — rebríkových, c — kokardových
Fig. 7. Structural changes due to intravein metasomatism. Explanations: a — chamber, b — ladder, c — cockade structure

Pri ďalších textúrach hrá tektonika dôležitú úlohu. V záujme správnej interpretácie musíme vychádzať z predpokladu, že v istom rajóne prebiehali približne rovnaké tektonické procesy, ale v každom prípade treba brať do úvahy konkrétnu situáciu, aby sa dal postrehnúť stupeň metasomatózy.

Pri rebríkových textúrach sa prvé štádium prejavuje slabými, ale typickými rebríkovými textúrami. V prvom štádiu hniezdovi-

tých textúr sme spozorovali silnejší prejav metasomatózy sideritu I kremeňom III ako pri prvom štádiu rebríkových textúr, kde často ide len o výplň puklín bez intenzívnejšej korózie sideritu.

Druhé štádium rebríkových textúr už poznačil intenzívny prejav nahrádzania, mocnejšie priečne žilky SiO_2, ako aj „pozdĺžne" žilky v nadložných alebo podložných častiach žily, ďalej výbežky i väčšie prieniky kremeňa do sideritu, hlavne z priečnych žiliek. Charakteristické je rozširovanie ústia priečnych žiliek v priestore napájania sa na „pozdĺžne žilky".

V treťom štádiu rebríkových textúr je výsledok metasomatózy prakticky rovnaký ako v reliktnom štádiu hniezdových textúr. Odlišuje sa iba slabými odtieňmi v prvých fázach, ako to vidieť z obr. 7.

Pozoruhodný je vývoj kokardových textúr, v ktorých je kremeň na rozhraní horniny a sideritu. Kremeň je mladší ako siderit. Vniká do rozhrania siderit — hornina, a tak vytvára kokardovú textúru, v ktorej je vnútorný kremeň mladší ako siderit. Preto treba kokardové textúry posudzovať z prípadu na prípad a nedať sa zviesť makroskopickým pozorovaním. Tento jav dobre vidieť na obr. 5.

Prvé štádium vnútrožilnej metasomatózy kokardových textúr sa prejavuje aj slabým lemovaním horniny kremeňom na styku siderit — hornina a metasomatózou karbonátu.

Druhé štádium sa od prvého odlišuje hojnejšie vyvinutým kremeňom, a teda aj intenzívnejším nahradením a „vytláčaním" sideritu do priestorov medzi kokardy.

Veľmi charakteristické je reliktné štádium, keď intenzita metasomatózy pokročila do takého štádia, že zo sideritu zostali len akési polkruhovité útvary okolo hornín „plávajúce" v kremeni (obr. 6, 7; vybrali sme typický prejav reliktného štádia). Je pochopiteľné, že aj z „vonkajšej strany" pôsobí kremeň na siderit (obojstranná metasomatóza). V takom prípade rýchlejšie mizli kokardové textúry do nepravidelných, prípadne sekundárne — brekciových foriem, v ktorých bol siderit odnesený a nahradil ho kremeň. Za takýto prípad by sme azda mohli pokladať jav na obr. 5 a 7.

Obr. 7 schematicky znázorňuje tri hlavné vývoje vnútrožilnej metasomatózy v žilách centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Pôvodne sme v teréne, bez hlbšej analýzy iba konštatovali, že v žilách spravidla západného smeru ubúda siderit na úkor kremeňa. Predpokladali sme, že tento stav je iba výsledkom radikálnej zmeny roztokov a tektoniky, ale detailné štúdium takýto čistý proces nepotvrdilo. Textúry a ich vývoj v západnejších častiach prezrádzajú, že pôvodný dosah sideritu bol väčší. Jeho mieru ťažko určiť, pretože tento prejav v konečnom štádiu nemožno posudzovať iba podľa jedného procesu, ale pri celkovej ana-

lýze žily ho treba brať do úvahy. Zámenu alebo vývoj si nepredstavujeme ako kontinuitné, vyvinuté na malom úseku, v ktorom jednotlivé štádiá do seba pozvoľne zapadajú od vzniku textúry až po jej reliktné štádium, ale za diskontinuitné, od seba oddelené a vyvinuté spravidla na väčšom priestore žily.

Našimi poznatkami nechceme kategorizovať celý vnútrožilný proces a obmedziť ho na siderit—kremeň, ale poukázať na jednu zo skutočností, ktorú treba pri štúdiu hydrotermálnej mineralizácie na ložiskách v Spišsko-gemerskom rudohorí brať do úvahy.

Recenzoval C. Varček

LITERATÚRA

Bernard, J. 1961: Mineralogicko-geochemický výzkum rudních žil Spišsko-gemer. rudohoří. *Manuskript — Geofond Bratislava. 20 s.*

Drahokoupilová, J. 1955: Mineralogicko-geochemický výzkum rudních žil v oblasti Švedlár—Stará Voda. *Manuskript — Geofond Praha, 28 s.*

Fusán, O. — Kantor, J. 1952: Geologické a rudné pomery na liste Švedlár. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava. 30 s.*

Hanuš, V.: Zum Problem der erzlager stättenbildenden Metasomatose. *Věst. Ústř. úst. geol., 34, 1, 30 s.*

Kutina, J. — Sedláčková, A. 1961: The role of replacement in the origine of some cockarde textures. *Econ. Geol., 56, 27 p.*

Václav, J. 1964: Mineralogicko-parageneticky a geochemický výskum rudných žil v oblasti Stará Voda—Švedlár—Volovec. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava, 20 s.*

To the problem of intra-vein metasomatism on hydrothermal ore veins in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

JOZEF VÁCLAV

According to mineralogical studies, the most common vein filling in central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia) is siderite I and quartz III (the so called "tourmalinic quartz"). Chalcopyrite and tetraedrite prevail among sulphides whereas pyrite forms monomineral chambers at places.

Field studies aimed at discover spatial distribution of these two main minerals. A frequent substitution of siderite by quartz, has been observed on several veins. The extent of substitution becames its expression in changing structural variety of the vein filling. Therefore certain structural pattern indicates a given stage of substitution development. Three main vein structures are developed here: the chamber, the ladder and the cockade structure. Single structures create a continuous transition and the most characteristic development within each structural variety occurs always at initial stage of the given structure (Fig. 7). Original structures change continuously due to metasomatic alterations up to their complete effacement. The original siderite vein filling becomes so substituted by the younger quartz. The extent of substitution is considerable and it may led to cases when only traces of siderite remain within the vein at places.

This feature must be taken into account when judgements upon the spatial distribution of these minerals are made in the area.

Mineralia slov.
12 *(1980), 2, 185—187*

DISKUSIA

Sú granitoidné masívy Malých Karpát príkrovmi?

MICHAL MAHEĽ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava
Doručené 8. 3. 1980

Represent the granitoids of the Malé Karpaty Mts. nappes?

New knowledge allows to interpret granitoids assumed formerly as massifs of the Malé Karpaty Mts. (Little Carpathians) as nappe structures overthrusted onto the Harmónia group of Paleozoic age, over the Pezinok-Pernek group and partly even onto Mesozoic rocks. The Mesozoic cover of the Malé Karpaty Mts. consists of two paleotectonic types. The Fatra type appears related to the Paleozoic sequences whereas the Tatra type (the so called Kadlub development) originated as the immediate cover of granitoids. Structures of Paleozoic groups in the Malé Karpaty crystalline represent the immediate continuation of lower East Alpine nappes.

Являются ли гранитоидные породы Малых Карпат покровами?

Новые сведения позволяют интерпретировать гранитоидные массивы Малых Карпат как покровы передвинутые на гармоскую палеозойскую серию, безинско-пернецкую серию, и частично на мезозой. Мезозойская оболочка Малых Карпат состоит из двух палеотектонических типов: фатранский тип связанный с палеозойскими сериями и татранским типом-кадлубская серия. Палеозойские структуры кристаликика Малых Карпат являются прямым продолжением нижних восточноальпинских покровов.

Nový faktologický materiál, ale aj nové teoretické prístupy nás vedú k presvedčeniu o potrebe prehodnotiť stavbu kryštalického jadra Malých Karpát. Do prvej kategórie podnetov patria:

— superpozícia až troch subhorizontálne uložených šupín, ktoré buduje kryštalinikum i mezozoikum, ako ich overili vrty južne od Cajlianskej doliny (informácia Š. Poláka);

— preukázanie rozsiahlejších ležatých vrás s čiastočne redukovanými krídlami (sčasti budinovanými) budovaných členmi mezozoika, ale i harmónskej, resp. pezinsko-perneckej série na svahoch nielen Cajlianskej, ale aj Píľanskej doliny (M. Maheľ 1979a).

Tieto poznatky stavajú do iného svetla tieto dávnejšie známe skutočnosti:

— v Západných Karpatoch nezvyčajne veľký podiel mezozoika rozloženého uprostred kryštalinika;
— tektonický styk granitoidov s vonkajším okrajovým lemom — obalom mezozoika, napr. v doline Propadlé;
— vyvieračka z malého výstupu mezozoika vynoreného spod kryštalinika v Limbašskej doline.

Dnešný stav teoretických poznatkov nás oprávňuje a nabáda prehodnotiť význam známych osobitostí stavby Malých Karpát.

a) Popri prítomnosti granitoidných „masívov", čo je typický znak kryštalických jadier tatríd v Malých Karpatoch, je dávnejšie známy veľký rozsah epimetamorfovaných až mezometamorfovaných sérií so značným podielom bázik. Z aspektu globálnej tektoniky máme v Malých Karpatoch dva typy kôry: paraocenický, severnejší, a kontinentálny s granitoidmi, južnejší. Ich vystupovanie v susedstve a nad sebou vedie k úvahe o ich tektonickom zblížení.

b) Pestrosť vývinov obalovej série so zastúpením súborov jury a spodnej kriedy, paleotektonicky zásadne odlišných aj po nových poznatkoch z tatríd, oprávňuje uvažovať o ich príslušností do dvoch vyčleňovaných pásiem tatríd (v zmysle M. Maheľa 1979b). Podstatnú časť obalového mezozoika (devínsky a borinský, a najmä orešiansky vývin) predstavuje severnejšie pásmo — fatranské, vývin Kadlubka tatranské pásmo. Pritom je nápadné, že len posledný z uvedených typov mezozoika vytvára bezprostredný obal granitoidov. Ostatné vývíny mezozoika (orešiansky, devínsky) sprevádzajú paleozoické série, príp. sú v tektonickom styku s granitoidmi (južná časť borinského vývinu; M. Maheľ 1972).

Vývin, v súčasnom chápaní lepšie séria Kadlubka, sprevádza „masív" granitoidov, ktoré v niektorých úsekoch (hlavne v severnej a východnej časti) aj svojím priestorovým rozložením pripomínajú samostatnú kryhu — čiastkový príkrov, ktorý nazývam príkrovom Badurky.

Pruhy mezozoika, rozčleňujúce modranský granitoidný masív a nadväzujúce na normálny obal mezozoických sérií, treba azda chápať nie ako výplň synklinály tektonicky včlenenej zvrchu do kryštalinika, ale ako tektonické okná vytiahnuté z podložia granitoidného príkrovu.

Lenže aj bratislavský masív svo-

jím ohraničením paleozoickými komplexmi, a to nielen pri severnom okraji pozdĺž cajlianskej línie, ale aj pri južnom okraji pozdĺž lamačského prielomu a pri západnom okraji, hlavne na styku s mezozoikom, pripomína plávajúcu kryhu.

c) Analogický vývin paleozoických sérií Malých Karpát s najspodnejšími príkrovmi unterostalpínu, známymi z najvýchodnejšej časti Álp z tektonického okna Wechsel (informácia A. Pahra), naznačuje tektonickú nadväznosť, a tak podporuje náhľad, že granitoidné masívy Malých Karpát sú tektonicky vyššími jednotkami ako podstatná časť paleozoických sérií.

Naznačené štruktúrne členenie kryštalinika Malých Karpát môže byť dôležitým krokom k novým náhľadom na previazanie hlavných štruktúrnych jednotiek Álp a Karpát, najmä k spornému nadviazaniu tatríd na alpské jednotky a na druhej strane penninika na karpatské jednotky.

Tento príspevok chápeme ako podnet na podrobný štruktúrny výskum, hľadanie viacerých typov granitoidov, vrátane alpínskych, a vysvetlenie prieniku granitoidov do plášťa.

LITERATÚRA

Maheľ, M. 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, *Geol. úst. D. Štúra.*

Maheľ, M. 1979a: Nové profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Karpát. *In: Geologické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 105—127.*

Maheľ, M.: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatríd. *Mineralia slov., 11, s. 263—277.*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

I. Rojkovič: Rudná mineralizácia ultramafických hornín Západných Karpát

Ultramafické horniny gabroperidotitovej formácie s vyšším obsahom železa a titánu charakterizujú ilmenit a pyrotín, ktoré sprevádzajú magnetit, pentlandit a chalkopyrit. Ultramafické horniny peridotitovej formácie s vyšším obsahom horčíka a niklu charakterizujú chromit, chrómspinely a millerit, ktoré sprevádzajú magnetit a pentlandit. Chromit, chrómspinel, ilmenit a časť magnetitu sú produktmi magmatickej kryštalizácie. V procese serpentinizácie bola prvou reakciou premena olivínu na serpentín a magnetit. Nikel z magmatických silikátových minerálov počas serpentinizácie vchádza do pentlanditu, heazlewooditu a awaruitu v horninách peridotitovej formácie. V oxidačnejších podmienkach na konci procesu serpentinizácie vznikol millerit. Vznik pyrotínovo-pentlanditovo-chalkopyritovej asociácie podmienilo rozdielne zloženie pôvodnej horniny gabroperidotitovej formácie. Jej oxidáciou vznikol violarit, bravoit, markazit a pyrit.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

M. Háber — D. Hovorka: Rudná mineralizácia na kontakte ultrabázického telesa na Dankovej

Na kontakte alochtónneho ultrabázického telesa s piesčitými, ílovito-slienitými a karbonátovými sedimentmi spodného triasu na Dankovej (na SZ od Dobšinej) vznikla zaujímavá asociácia „rodingitizovaných" sedimentov. Na ich zložení sa zúčastňuje vezuvián, Ca—Fe granát, pyroxén a ďalšie minerály. Rudné minerály v rodingitizovaných sedimentoch vystupujú v podobe vtrúsenín, impregnácií, výplne miarolitických útvarov a ako výplň epigenetických žiliek. Horniny vznikli nízkotermálnou, prevažne Ca-metasomatózou okolných hornín ultramafického telesa synchrónne s jeho serpentinizáciou. Jej teplotu limitujeme hornou hranicou teploty serpentinizačných procesov, čo dokumentuje aj teplota vzniku niektorých rudných minerálov vyskytujúcich sa v asociácii (sfalerit, galenit). Migrácia prebehla najpravdepodobnejšie vo vodnej fáze, o čom svedčí prítomnosť takých minerálov v asociácii, ako je chlorit, mastenec a i. Roztoky sa v dôsledku zvýšenej teploty a agresivity pri migrácii obohacovali o niektoré prvky z hornín prikontaktnej zóny a v zóne rodingitizovaných sedimentov zvýšili svoj obsah v horninách alebo vytvorili aj samostatné minerály (sulfidy).

P. Ivan: Hydrotermálno-metasomatické premeny ultrabazitov v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria

V ostatnom čase sa v paleozoiku severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria zistili viaceré ultrabázické telesá. Väčšina z nich leží v horninách rakoveckej série (Dobšiná—Tešnárky, Vyšný Klátov, Bukovec), pri niektorých nie je ešte pozícia jasná (Rudňany — karbón ?). Minerálna asociácia týchto telies predstavuje výsledok pôsobenia viacerých superponovaných procesov. Predovšetkým to bola serpentinizácia pôvodného ultrabazitu lerzolitovo-harzburgitového charakteru na lizarditovo-chryzotilový serpentinit, ktorý sa neskôr v podmienkach fácie zelených bridlíc zmenil na antigoritický serpentinit. Následnou aktivitou uhličitanových hydroteriem nastala rozsiahla hydrotermálno-metasomatická premena antigoritického serpentinitu na pestrú paletu metasomatických hornín typu listvenitov. Zistila sa nasledujúca metasomatická postupnosť: antigoritický serpentinit → antigoritovo-karbonátovo-mastencová hornina → (chloritovo)-mastencovo-karbonátová hornina → (chloritovo)-kremeňovo-karbonátová hornina → fuchsitovo-kremeňovo-karbonátová hornina → fuchsitovo-kremeňová hornina. Koncentrácie fuchsitu, známe z ložísk Dobšiná, Rudňany a i., sú alebo priamym produktom premeny serpentinitov alebo ich tektonometamorfných derivátov, najčastejšie chloritových bridlíc. Premena sa uskutočnila podľa schémy: anchimonominerálna chloritová bridlica → chloritovo-kremeňovo-karbonátová hornina → fuchsitovo-kremeňovo-karbonátová hornina → fuchsitovo-kremeňová hornina.

Mineralia slov.
12 *(1980), 2, 189—190*

KRONIKA

Na päťdesiatiny prof. Ing. Ladislava Rozložníka, DrSc.

5. marca 1980 sa v plnej tvorivej činnosti dožil päťdesiatich rokov prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc.

S menom jubilanta je nerozlučne spätý rozvoj Katedry geológie a mineralógie a celej Baníckej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach, ako aj banskej geológie na Slovensku.

L. Rozložník sa narodil 5. marca 1930 v Rákošskej Bani. Po maturite na Gymnáziu v Rožňave roku 1948—1952 študoval banské inžinierstvo na Slovenskej vysokej škole technickej v Bratislave. Štúdium ukončil s vyznamenaním.

Po vysokoškolských štúdiách sa jubilant stal odborným asistentom na novozaloženej Katedre geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT v Košiciach. Roku 1959 sa stal docentom a roku 1969 mimoriadnym profesorom. V rokoch 1962—1964 pôsobil ako expert na Kube. V školskom roku 1965—1966 bol vedúcim katedry geológie a mineralógie, v rokoch 1959—1961 prodekanom a v rokoch 1970—1972 dekanom Baníckej fakulty VŠT. Od roku 1972 je prorektorom VŠT v Košiciach.

Jubilant sa aktívne zúčastňoval a zúčastňuje na práci v rozličných odborných komisiách, redakčných radách geologických časopisov a vo vedeckých spoločnostiach, a to či už ako funkcionár alebo člen. Roku 1975 stál ako predseda pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti v Košiciach na čele organizačného výboru jubilejného XX. zjazdu geológov, ktorý mal priaznivý ohlas nielen v našej vlasti, ale aj v zahraničí.

L. Rozložník je vysokoškolským učiteľom Baníckej fakulty VŠT v Košiciach od jej založenia. Zaslúžil sa o vybudovanie katedry geológie a mineralógie ako jej dlhoročný tajomník a vedúci.

S veľkým zanietením pomáhal zhotovovať a inštalovať výstavné a študijné zbierky, rozmanité modely, pripravovať diapozitívy, nástenné obrazy a pod. Počas doterajšieho pôsobenia na katedre napísal sedem učebných textov (jeden z nich po španielsky), z ruštiny preložil odbornú príručku z odboru vyhľadávania a prieskumu ložísk a z maďarčiny odbornú monografiu. Veľkou mierou sa zúčastnil na príprave celoštátnej učebnice Ložiská nerastných surovín a ich vyhľadávanie.

Prof. Ing. L. Rozložník, DrSc., sa venuje najmä banskej geológii. Jeho vedeckovýskumná činnosť je v hlavných črtách zameraná na vyhľadávanie a

prieskum nerastných surovín. Pre vedecký profil jubilanta je charakteristické, že problematiku, ktorá ho zaujíma, báda vždy z nového, tvorivého pohľadu, používa pritom priekopnícke metódy a hlavným zmyslom a cieľom jeho práce je praktický dosah a úžitok poznatkov. Jeho práce sa vyznačujú teoretickou hĺbkou, bez ktorej by nebolo možno robiť závery v tektonike, metalogenéze a formovaní štruktúr zemskej kôry.

V prístupe L. Rozložníka k bádaniu možno vidieť dve hlavné črty: úsilie vychádzať z veľkého množstva terénnych a laboratórnych údajov, z nich vychádzať pri zdôvodňovaní teoretických uzáverov a sústavný a cieľavedomý zreteľ na aplikáciu výsledkov na prax, najmä vyhľadávanie, prieskum a oceňovanie zásob nerastných surovín.

Vedeckovýskumná činnosť jubilanta je orientovaná na dve najdôležitejšie oblasti, na Spišsko-gemerské rudohorie a hodrušsko-štiavnickú metalogenetickú oblasť. V prvej oblasti sa jeho bádanie týka jednak novej interpretácie genézy bázických hornín, a to najmä v oblasti Dobšinej, jednak lokalizácie ložísk nerastných surovín v celom rudohorí, čo je osobitne významné pri hľadaní tzv. slepých ložísk. Jubilant je priekopníkom metódy drobnotektonického výskumu pri vyhľadávaní ložísk. Štúdiá v hodrušsko-štiavnickej oblasti sú orientované na podložie vulkanitov, otázky metalogenetického vplyvu vulkanitov a granodioritu na mezozoické horniny. Dosiahnuté výsledky majú okrem teoretického významu aj praktický dosah. Viedli napr. k zisteniu nového typu meďnatého zrudnenia, čo v oblasti ťažby farebných kovov môže byť veľmi významné.

Metodický prístup k terénnemu a laboratórnemu výskumu jubilanta a komplexnosť riešenia otázok metalogenézy a tektonogenézy môžu byť vzorom pre ostatných bádateľov tejto problematiky.

Na základe doterajšej úspešnej vedeckovýskumnej práce, hlbokých teoretických vedomostí a praktických skúseností vymenovalo Predsedníctvo vlády ČSSR prof. Ing. L. Rozložníka, DrSc., za predsedu Komisie pre klasifikáciu zásob nerastných surovín a za vedúceho tematickej skupiny (4, 5) v rámci multilaterálnej spolupráce akadémií vied socialistických krajín.

Roku 1978 jubilant úspešne obhájil doktorskú dizertačnú prácu. Analyzoval v nej tektonický vývoj Spišsko-gemerského rudohoria a jeho vplyv na rozmiestnenie sideritovej formácie v tejto oblasti.

Prof. Ing. L. Rozložník, DrSc., je školiteľom vedeckých ašpirantov, vedie študentské práce v rámci študentskej vedeckej a odbornej činnosti, ktoré sa úspešne umiestňujú aj v celoštátnych kolách. Mimoriadnu pozornosť venuje vedeniu študentov pri vypracúvaní diplomových prác z banskej geológie.

Za úspešnú spoluprácu s banskými a vedeckovýskumnými pracoviskami odmenili jubilanta rezortnými vyznamenaniami, medailami a diplomami. Je medzi nimi aj Zlatá plaketa D. Štúra SAV a štátne vyznamenanie Za zásluhy o výstavbu.

Prof. L. Rozložník je členom KSČ od roku 1953. Uvedomele a aktívne vykonával rad funkcií na úrovni ZO KSS, CZV KSS a i. Od roku 1972 je kandidátom Východoslovenského krajského výboru KSS, členom vysokoškolskej komisie a aktivistom Východoslovenského KV KSS.

Z pohľadu na pedagogickú, vedeckovýskumnú a angažovanú politickú činnosť jubilanta vychodí, že sa zaslúžil o rozvoj Katedry geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT v Košiciach, celej fakulty i vysokej školy, o obohatenie poznatkov z banskej geológie v domácom i medzinárodnom meradle a praktickou orientáciou svojich bádaní aj o rozvoj našej ekonomiky.

V mene najbližších spolupracovníkov, žiakov a všetkých geológov želáme jubilantovi prof. Ing. Ladislavovi Rozložníkovi, DrSc., pevné zdravie, nové úspechy v pedagogickej a vedeckovýskumnej práci pri odhaľovaní tajov našej prekrásnej prírody a pri podnecovaní nových generácií banských inžinierov a geológov do jej štúdia a využívania.

Ad multos annos!

V. Zoľkovský

Mineralia slov.
12 *(1980), 2, 191—192*

KRONIKA

Seminár k dejinám geologických vied na Slovensku

Slovenské banské múzeum v Banskej Štiavnici a Slovenská spoločnosť pre dejiny vied a techniky usporiadali 22. novembra 1979 už tretí seminár k dejinám geologických vied na Slovensku. Bol venovaný 140. výročiu narodenia a 60. výročiu smrti prvého uhorského banského geológa Alexandra Gesella (1839—1919).

V úvodnej prednáške zhodnotil I. Herčko vedeckú činnosť Alexandra Gesella, rodáka z Bratislavy, ktorý zohral vo vývoji geologických výskumov v bývalom Uhorsku významnú úlohu. Gesell bol po zriadení banského oddelenia na ministerstve financií v Pešti roku 1871 vymenovaný za banského geológa pre obvody banských riaditeľstiev v Marmaroši a Baia Mare. Od roku 1880 pracoval veľmi intenzívne na geologickom mapovaní v banskoštiavnickom rudnom revíre. Neskôr študoval geologické pomery okolia Kremnice, Dobšinej, opálových baní v Červenici a v baniach na antimónovú rudu v Ľubeli. Študoval aj výskyty hnedého uhlia a rašeliny na Orave a geologické pomery okolia zatopených baní v Solivare pri Prešove.

J. Jancsy sa v prednáške zaoberal opisom banskoštiavnických rudných žíl v správe substitučného banského správcu na Vindšachte Jozefa Martinesa. Išlo o rozsiahlu archívnu správu napísanú v druhom desaťročí 19. storočia pod názvom Prehľadný opis baníctva štôlne Horná Bíber. Táto po nemecky napísaná správa v rozsahu 250 rukopisných strán podáva prehľadný obraz štiavnického baníctva spred 160 rokov. Obsahom prednášky J. Jancsyho bola stať tejto správy zaoberajúca sa opisom hlavných banskoštiavnických rudných žíl. Martines ich opisoval podľa istého systému, postupujúc od západného okraja rudného revíru na východ. Pri opise žíl uvádzal najprv ich charakteristické znaky, ako je smer, úklon, žilná výplň, najdôležitejšie rudné minerály a horniny, ktorými sa žily tiahnu. Takto opísal žilu Terézia, Bíber, Wolf, Špitaler, Grafi, Ján, Štefan a napokon najvýchodnejšiu žilu Grüner.

Ďalšiemu geognostickému opisu banskoštiavnického rudného revíru, vypracovanému Adolfom Davidom roku 1829, sa v prednáške venoval *J. Gindl.* V úvode poukázal na vývoj banskoštiavnickej banskej akadémie z hľadiska výučby, propagovania nových vedeckých výsledkov a praktickej výchovy poslucháčov, o štúdiu Poliakov na tejto škole, medzi ktorých patril aj A. David, a zhodnotil geognostické práce vykonané v štiavnickom rudnom revíre pred príchodom A. Davida do Banskej Štiavnice. V druhej časti zhodnotil diplomovú prácu Davida Geognostický opis okolia Banskej Štiavnice, ktorá sa v súčasnosti na našom území zachovala len vo fotokópii v Slovenskom banskom múzeu v Banskej Štiavnici. Davidovu prácu veľmi kladne hodnotili recenzenti aj profesori banskej akadémie J. N. Lang von Hanstadt a A. Wehrle.

Podrobné zhodnotenie geologického mapovania geológov Ríšskeho geologického ústavu na Slovensku urobil v prednáške *Š. Buzalka.* Geologický výskum na potreby štátu a vydávania geologických máp najmä pre potreby národného hospodárstva boli jednou z hlavných úloh Ríšskeho geologického ústavu, založeného v roku 1849. Geologický výskum, ktorý sa robil veľmi systematicky počas viacerých rokov, vyvrcholil na Slovensku v rokoch 1864—1865. Zúčast-

ňovali sa na ňom geológovia F. Foetterle, D. Štúr, F. Hauer, F. Andrian, H. Wolf, F. Stache, F. Babánek, F. Pošepný, J. Čermák, K. Paul, M. V. Lipold, E. Windakiewicz a i. Prednáška priniesla veľa faktografického materiálu o mapovacích prácach, ktoré slúžili ako základ ďalšieho geologického mapovania na Slovensku.

Niektoré kapitoly z dejín geologických a mineralogických výskumov v Malých Karpatoch priblížil vo svojej prednáške *L. Ivan*. Zhodnotil staršie bádania, o ktoré sa zaslúžil J. Fichtel, F. S. Beudant, K. Lill von Lilienbach, A. Boué a i. V druhej polovici 19. stor. sa na geologickom výskume Malých Karpát zúčastnili hlavne členovia Lekársko-prírodovedného spolku v Bratislave, najmä jej agilný člen J. A. Kornhuber, ďalej L. Holuby, J. Pántoček a i. Základné geologické mapovanie okrem J. A. Kornhubera vykonával aj profesor banskoštiavnickej Banskej akadémie J. Pettko a pracovníci Rišského geologického ústavu vo Viedni.

V poslednej prednáške seminára sa *J. Jahn* zaoberal hlavnými historickými etapami mineralogických výskumov v Tríbeči do roku 1975. Poukázal na najstaršie mineralogické výskumy od 14. stor. Z toho obdobia je doložená ťažba zlata v okolí Zlatna, Zlatých Moraviec, Topoľčianok a na ďalších miestach. Ďalej sa zaoberal mineralogickými výskumami v 16. a 17. stor. súvisiacich s vyhľadávaním kremeňa ako suroviny na výrobu skla. Intenzívnejšie výskumy v tejto oblasti súviseli s mapovacími prácami geológov Rišského geologického ústavu vo Viedni. Podrobnejšie zhodnotil aj výskumy po vzniku republiky a osobitne upozornil na objavenie prvej československej lokality s výskytom lazulitu roku 1936.

Podľa prednášok seminára možno konštatovať, že sa geologické vedné disciplíny na Slovensku v priebehu ostatných dvoch storočí rozvíjali veľmi intenzívne. Zásluhou niekoľkých generácií geológov a banských inžinierov sa dospelo k mnohým cenným geologickým a mineralogickým poznatkom, na ktorých budujú súčasní geológovia.

Ivan Heráko

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 12, číslo 2, máj 1980.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, 21197. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc., Registračné číslo: SÚTI 9/11. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 15. 5. 1980. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.
Suscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava.
The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1980.

DISKUSIA — DISCUSSION

Michal Maheľ

Sú granitoidné masívy Malých Karpát príkrovmi? 185 — Represent the granitoids of the Malé Karpaty Mts. nappes?

KRONIKA — CHRONICLE

Vojtech Zorkovský

Na päťdesiatiny prof. Ing. Ladislava Rozložníka, CSc. 189 — Fiftieth anniversary of Professor Eng. Ladislav Rozložník, DrSc.

Ivan Herčko

Seminár k dejinám geologických vied na Slovensku 191 — Seminary to the history of geological sciences in Slovakia

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Dušan Hovorka

Ofiolity — súčasný stav a problémy 130 — Ophiolites — the recent state and problems

Štefan Bajaník

V. terénna konferencia projektu č. 39 IUGS (UNESCO — Ophiolites) na Cypre v apríli 1979 130 — 5th Field Conference of the IGCP Project No. 39 (Ophiolites) on Cyprus, April 1979

Igor Rojkovič

Rudná mineralizácia ultramafických hornín Západných Karpát 187 — Ore mineralization of ultramafite rocks of the Western Carpathians

Milan Háber — Dušan Hovorka

Rudná mineralizácia na kontakte ultrabázického telesa na Dankovej 188 — Ore mineralization on the contact of ultrabasite body at Danková

Peter Ivan

Hydrotermálno-metasomatické premeny ultrabazitov v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria 188 — Hydrothermal-metasomatic alteration of ultrabasites in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Paleozoic

AKTUALITY — NEWS

Lubomil Pospíšil

Herlianska elevácia podložia 164 — The Herľany elevation of the basement (East Slovakian Neogene basin)

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA
INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA
NAFTA, K. P., GBELY
GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374