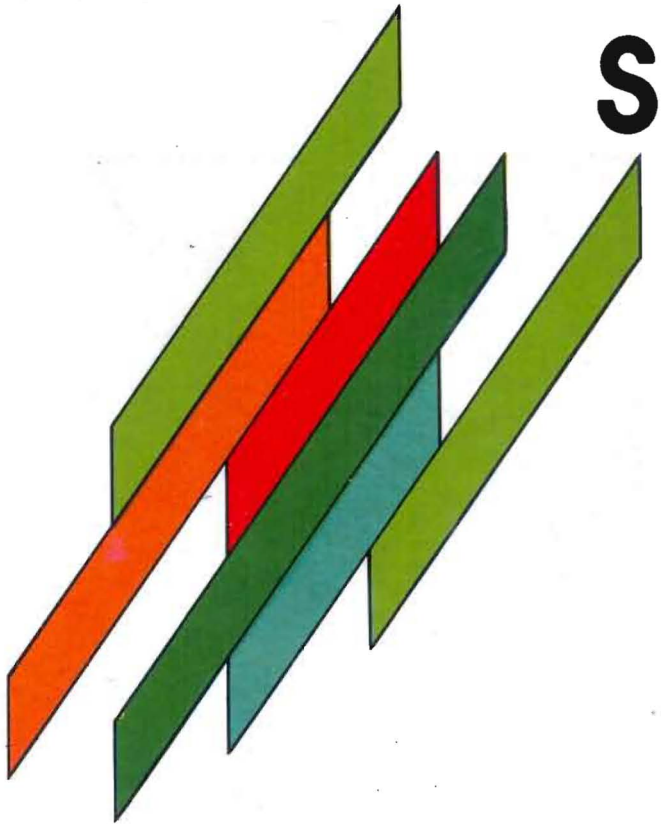
2/22/1990

Mineralia slovaca



vydavateľstvo alfa publisher

MINERALIA SLOVACA

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geofyzika, š. p., Brno; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Štátny podnik Naftový a plynárenský priemysel, koncern Bratislava; Rudné bane Banská Bystrica; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava; Slovenské magnezitové závod, š. p. Košice; Železorudné bane Spišská Nová Ves

Published by Mineralia slovaca corporation:

REDAKTORI — EDITORS

Vedúci redaktor — Chief editor
Ing. Ján Bartalský, CSc.
Geologický prieskum
052 40 Spišská Nová Ves

Vedecký redaktor—Scientific editor
RNDr. Pavol Grecula, DrSc.
Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakcia — Office
Geoprieskum—Mineralia slovaca
p. p. 13, Garbanova 1
040 11 Košice, ČSSR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board

RNDr. Ing. Ján Burian, CSc.
Slovenský geologický úrad
Bukurešťská 4, 817 62 Bratislava

akademik Bohuslav Cambel
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

RNDr. Miroslav Harman, CSc.
Geologický ústav SAV, Bratislava

RNDr. Daniel Jadroň
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Ing. Marián Jančura, CSc.
Železorudné bane, Spišská Nová Ves

prof. Jakub Kamenický, DrSc.
Súťažná 13, Bratislava

Ing. Jozef Karch
Slovenské magnezitové závody, Košice

akademik Michal Maheľ
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

prof. Ing. Milan Matula, DrSc.
Katedra inžinierskej geológie PF UK, Bratislava

Ing. Jozef Michalenko
Rudné bane, Banská Bystrica

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
Geofyzika, závod Bratislava

Ing. Ivan Pagáč, CSc.
Naftový a plynárenský priemysel, Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.
Slovenský geologický úrad, Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.
Moravské naftové doly, Michalovce

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Žilina

Ing. Milan Tapák, CSc.
Geofond, Bratislava

prof. RNDr. Cyril Varček, CSc.
Katedra ložiskovej geológie PF UK, Bratislava

RNDr. Imrich Varga
Geologický prieskum, Košice

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia
Mária Greculová

Jazyková redakcia
Magdaléna Čikovská

Administrácia
Mária Dryjová

Časopis Mineralia slovaca uverejňuje dosiaľ nepublikované originálne články, súhrnné referáty, recenzie, diskusie a krátke správy z regionálnej, ložiskovej, inžinierskej geológie, hydrogeológie a geofyziky. Príležitostne publikuje aj tematicky zameraný súbor článkov.
Podmienkou pre uverejnenie článku je, že článok nie je súčasne zaslaný inému časopisu.
Zaslaním rukopisu do redakcie autor vyjadruje súhlas (za predpokladu, že článok bude uverejnený), že copyright preberá vydavateľstvo Alfa. Žiadna časť publikácie sa nesmie reprodukovať bez písomného súhlasu vydavateľstva Alfa.

The Journal Mineralia slovaca publishes up to now unpublished original papers, general reports, book reviews, discussions and short news on regional, economic and engineering geology and hydrogeology. The journal occassionally publishes also thematic selections of papers. The condition for publication of the paper is that it has not been contemporaneously submitted to other journal. By submitting the paper to the Editor the Autor expresses his agreement that in the case of publication the copyright is taken by the Alfa publishing company. No part of publication should be reproduced without written permission of the Alfa publishing company.
Manuscripts should be mailed to the scientific Editor.

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry Alfa, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava.
Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice.
Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 38,—, ročné predplatné Kčs 228,—.

The Mineralia slovaca is published six times a year.
Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.
The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava, 1990

Mineralia slovaca, 22 (1990), 97—110

Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians

PAVOL GRECULA[1], DANIEL NÁVESŇÁK[1], BORIS BARTALSKÝ[2], ĽUBOMÍR GAZDAČKO[1], ZOLTÁN NÉMETH[1], JOZEF IŠTVÁN[1], PETER VRBATOVIČ[1]

[1] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

[2] Geologický prieskum, š. p., 052 40 Spišská Nová Ves

(Received 24. 8. 1989)

Abstract

We have defined two systems of principal shear zones at the internal side of the West Carpathian arc on the basis of regional and detail geological, structural, geophysical maps and maps of ore deposits respectively. The West Carpathian system (SW—NE) has a character of sinistral strike-slip fault, the Dobšiná, Transgemeric and Hodkovce shear zones belong to it. The East Carpathian system (SE—NW) represents dextral strike-slip fault, the Košice-Margecany and Rejdová shear zones belong to it. The width of shear zones ranges from 0.5 to 2 km, from place to place it reaches up to 10 km. The shear zone is formed of a central shear zone and marginal shear zones of the simple shear type with brittle-ductile deformation and with accompanying stretching lineation and foliation. The distance between individual shear zones is about 40 km. All older (Variscan) lithological and tectonic structures and ore veins were transposed into the strike of shear zones that formed arc tectonic structure. The age of shear zones is Lower Cretaceous to Middle Miocene. The youngest system of faults with the N—S strike has a character of pure shear and it is the representative of extension tectonic.

Introduction

Gemericum is the tectonic unit on the southern edge of the West Carpathians. It has distinct belt structure, often with very narrow (tens of metres) lithological strips, which have the length up to several kilometers. The course of lithological and tectonic strips is slightly variable as to their strike, but generally it forms an arc, which is arched to the North. It was assumed (Andrusov, 1968; Maheľ, 1986; Rozložník, 1983; Bajaník et al., 1984 and others) that this arc is a tectonic phenomenon, which originated in Alpine orogeny, or this arc suggests the primary course of sedimentation basin. According to data of remote sensing Gemericum is considered the most distinct ring structure of the West Carpathians (Pospíšil et al., 1985). In the last ten years it was shown, after we had covered complexly the whole area of Gemericum by geophysical methods (8 types of geophysical maps), new geological mapping at the scale of 1 : 10 000, geochemical, petrological and mineralogical studies, that the origin of this arc, or the tectonic image of Gemericum, was significantly conditioned by regional shear zones (Grecula, 1973, 1982; Grecula and Kucharič, 1985, 1989), which are the part of shear zones of the whole Carpathian arc. Their age or their activity could be assumed from the completion of Variscan events, mainly from the Lower Cretaceous to the Neoalpine period. Different opinions are mainly on this, if the arc of the West Carpathians, and consequently the arc of Gemericum, existed during sedimentation of Paleozoic, but mainly Mesozoic, or if it is secondary, tectonic, phenomenon.

Geological and tectonic pattern

Gemericum is built by the Early and Late Paleozoic and Triassic rocks. The Paleogene and Neogene sediments cover the marginal parts of Gemericum, only its western part is tectonically connected with the crystalline complex of Veporicum. The Early Paleozoic originated in riftogenous basin with ophiolites and it is Variscan metamorphosed under the conditions of green schist facies and amphibolite facies (younger systems are anchimetamorphosed). Strong folding, granitization and local small intrusions of granites and ore mineralization belong to the Variscan events. The nappe structure was formed in the end of the Variscan events (Grecula, 1973, 1982; Grecula and Varga, 1980; Grecula and Kucharič, 1985, 1989). The Alpine events are marked by strong tectonic processing of the Variscan structures and by the origin of charriages, mainly in the Mesozoic complexes at the northern edge of Gemericum. The other authors (Biely et al., 1968; Fusán, 1967; Snopko, 1967; Snopko and Ivanička, 1980; Bajaník et al., 1984; Rozložník, 1977; Maheľ, 1974, 1975, 1986 and others) have regarded the Alpine processes as the main ones for the development of the tectonic structure of Gemericum, they have attributed the Variscan events second-rate meaning. These authors

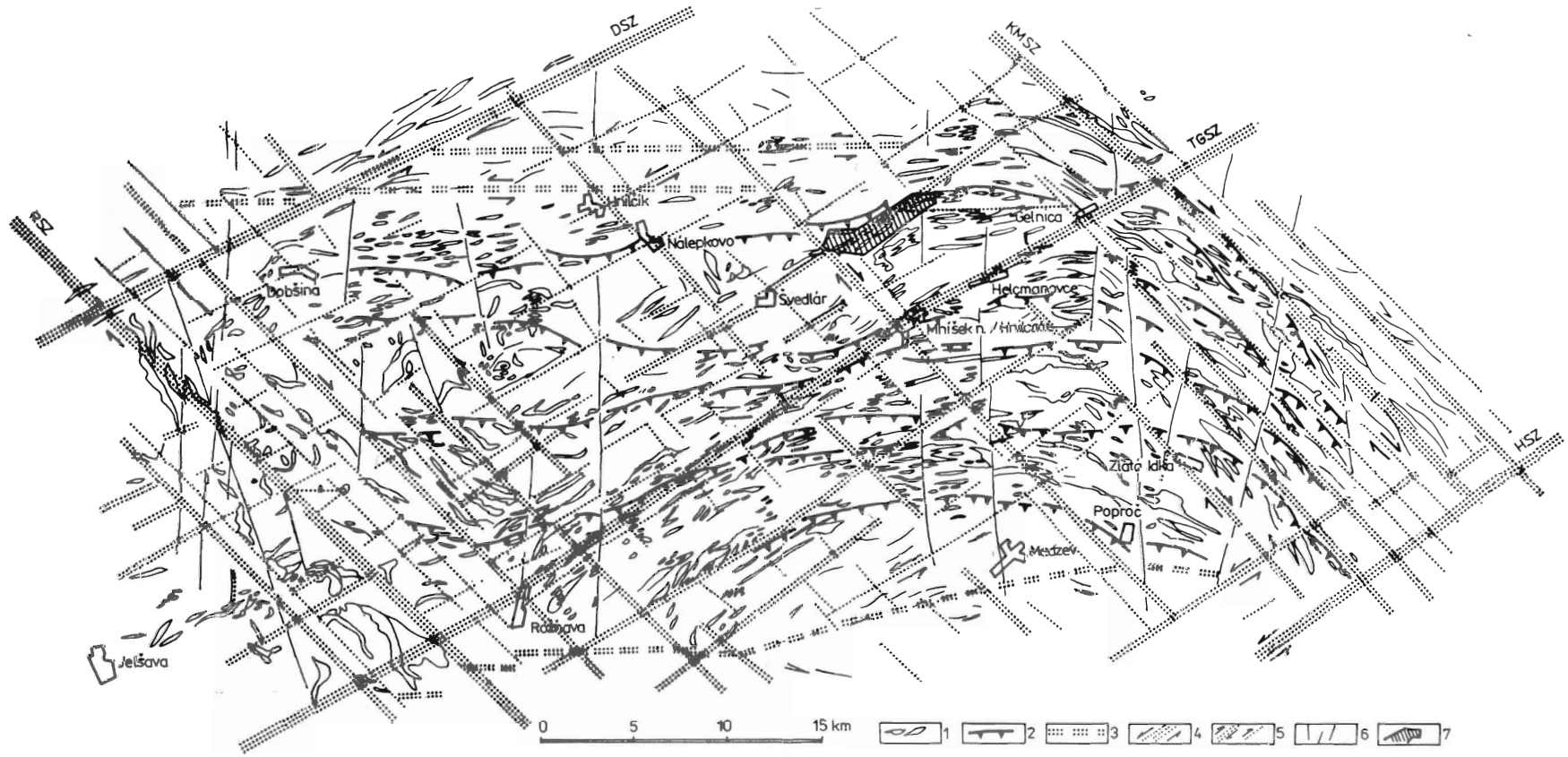


Fig. 1. Map of shear zones of Gemericum. Compiled on the basis: a — geological maps by Bartalský, Čechovský, Fabián, Gazdačko, Grecula, Hodermarský, Ištván, Kobulský, Malachovský, Návesňák, Németh, Peterec and Vrbatovič; b — tectonic maps by Grecula and Kucharski, 1981; Grecula and Kucharič, 1985, 1989; c — geological map of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Snopko, 1973). RSZ — the Rejdová shear zone, DSZ — the Dobšiná shear zone, KMSZ — the Košice-Margecany shear zone, TGSZ — the Transgemeric shear zone, HSZ — the Hodkovce shear zone. 1 — course of lithological units, 2 — Variscan nappes, 3 — Alpine rejuvenated Variscan (?) shear zones, 4 — principal shear zones (Alpine), 5 — shear zones of lower order, 6 — faults with a character of pure shear (the youngest ones), 7 — detail of this area is in Fig. 2.

have interpreted Gemericum as a subautochtonous unit with the character of a large megaanticline or as folded to overturned anticline (Andrusov, 1968; Maheľ, 1984, 1986 and others). Great meaning was attributed to the fault tectonic in the last time with connections to the Neoid block structure, the connection with shear zones of the character of horizontal shift has a lesser extent (Roth, 1969; Grecula, 1973, 1982; Pospíšil et al., 1985, 1989; Šefara et al., 1987). Our article is devoted to the last problem.

Principal shear zones: the West Carpathian (SW-NE) and East Carpathian (SE-NW) strike-slip fault system respectively

General characteristics

Principal shear zones of Gemericum (Fig.1) represent the system of parallel faults with character of simple shear, clear discontinuity on individual faults, distinct shift along both sides of faults and with prevailing brittle-ductile deformation. Principal shear zones of Gemericum are only a segment of shear zones of the Carpathian system, which have character of strike-slip faults, that is with sinistral movement on shear zones with the SW-NE strike and with dextral movement on shear zones with the SE-NW strike.

Shear zones have been determined on the basis of detail and regional geological (Fig. 2), geophysical and ore-deposit maps (Fig. 3), as well as on the basis of structural analysis. The width of principal shear zones ranges from 3 to 10 km with gradual constriction to 0.3 km.

Principal shear zones, as a system of faults, consist of several shear zones of lower order. Central shear zone (Fig. 6) is dominant element and it is a part of shear zone with the Carpathian significance. Its width ranges from 0.5 to 2 km. The central shear zone is accompanied by parallel marginal shear zones in certain area, which are, however, less distinct in comparison with this central zone as to the intensity of deformation and other manifestations, but they set off the course and width of the principal shear zone.

The principal shear zone manifests by very intensive mylonitization with wide strips of ultramylonites reaching biotite isograde. Shift, bending and reduction of lithological stripes are very distinct in shear zones. Shear zones not only disrupt the course of lithological and tectonic (overthrust, nappes) units and the course of vein and strata-bound ore deposits, but they transpose them into the strike of a shear zone (Figs. 1, 2, 3). Such bendings of the above units into two directionally different systems (NE and NW) caused the arc shape of Gemericum or they conditio-

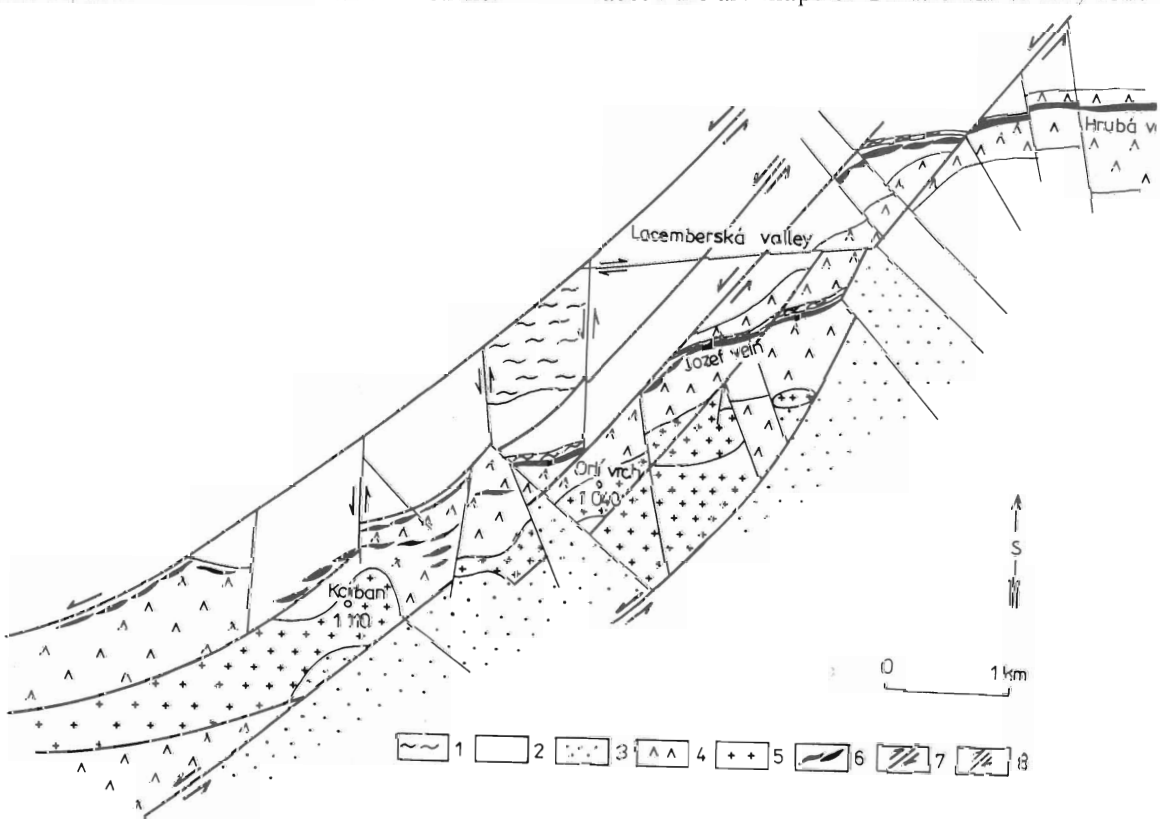


Fig. 2. Geological map (simplified) of a section of the Stará Voda shear zone. Detail from Fig. 1 (Bartalský and Návesňák, 1989). 1 — black metapelites, 2 — green metapelites, 3 — green eye metapelites, 4 — variegated volcanic complex, 5 — rhyolites, 6 — ore veins, 7 — principal shear zones, 8 — shear zones of second order.

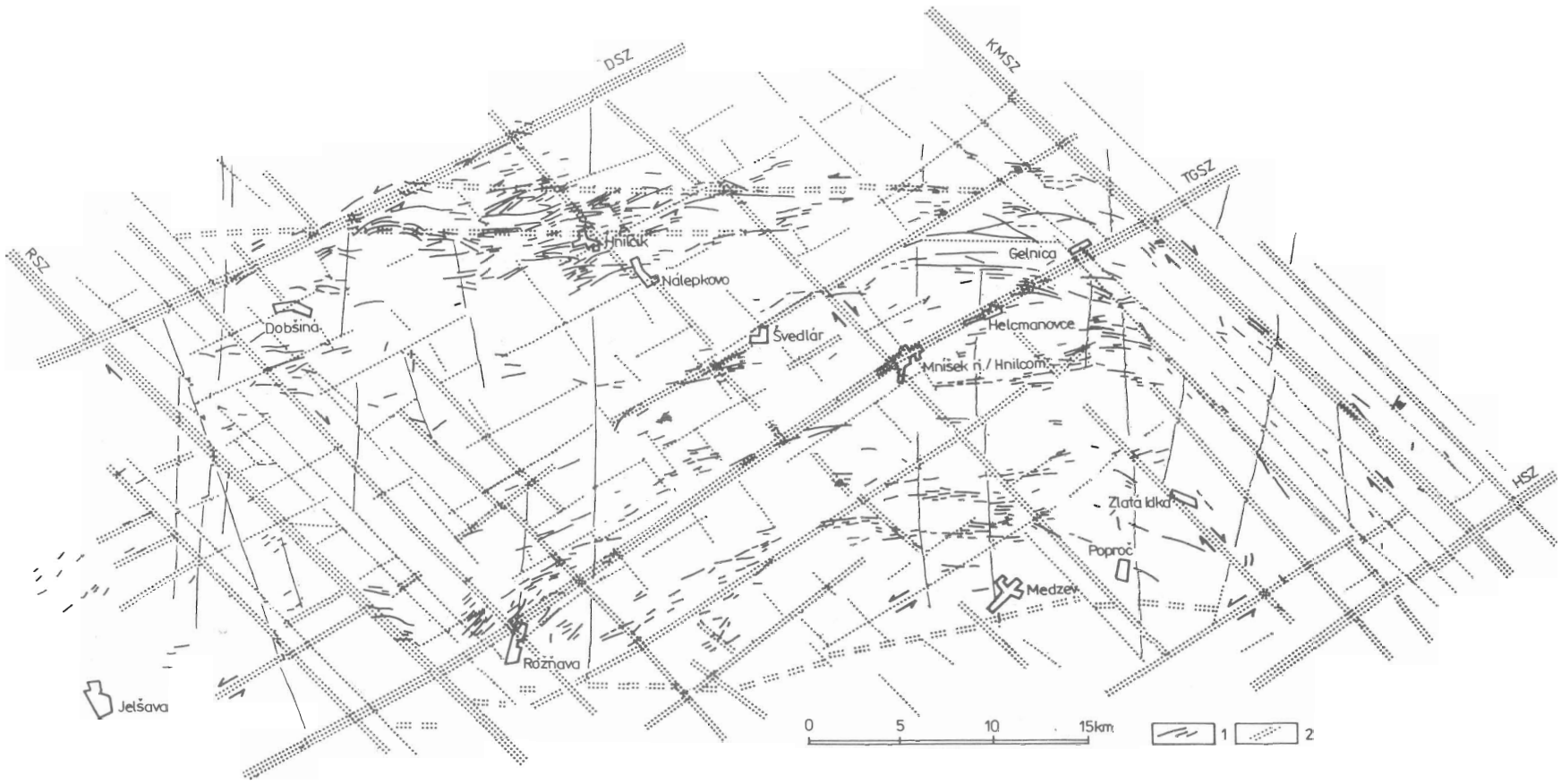


Fig. 3. Map of ore veins and shear zones of Gemericum (ore veins according to Abónyi, 1973). 1 — ore veins, 2 — shear zones (for detail see explanation Fig. 1).

ned the origin of smaller arcs in the internal part of Gemericum.

Not only lithological units are transposed into the strike of principal shear zones, but this is manifested very nicely in the course of foliation in the Paleozoic rock complexes both on regional map (Fig. 4) and at mesoscopic scale. The prevailing part of foliation of Gemericum (S_1, S_2) is connected with the Variscan structures and dominates all over the places, where the Variscan structures were preserved. The Variscan foliation is gradually deformed by shear zones and it is drawn into their strike. Older foliation is covered by younger one inside shear zones, this foliation is developing together with a shear zone. Central parts of shear zones are noted for only one foliation, which is very intensively developed in mylonites and ultramylonites and it is parallel with a shear zone. It follows that shear zones not only deform older foliation, but new foliation penetrated rocks along the shear zones with the increasing intesity towards the centre of these zones. That is why the shear zones manifest distinctly on regional map of the course of foliation (Fig. 4). The course of foliation (according to the map by Snopko et al., 1973) coincides in the best way with the course of principal shear zones in the places where only Paleozoic without Mesozoic envelope is present at the surface.

Stretching lineation corresponds by its strike to the course of principal shear zones and it is genetically connected with them. This type of lineation is coincident, as to its strike, with these zones on the boundary of Gemeric and Veporic tectonic units (cf. Plašienka, 1984; Bartalský, 1987), which also points out that movements on shear zones manifested after the formation of large tectonic units of the Carpathians or that these Carpathian units originated just as the result of the formation of shear zones and tectonic activity on them. Older lineation are also present in lesser extent, namely outside the shear zones. They have the E—W and NE—SW strike and are connected with movements and deformations taking place during the Variscan events. Structural measurements lead us to the consideration on the transpression model of the origin of Variscan, but mainly Alpine nappe structure of Gemericum (Fig. 5). There is only little data, which would denied explicitly the previous model of the Variscan collision of plates (Grecula, 1973, 1982; Grecula and Roth, 1979).

The strike of shear zones of Gemericum is not very constant and from place to place it deviates at 10—15° from the strike of shear zones of the Carpathian system. Because shear zones of Gemericum are only a part of the above zones, such variation of the strike is assumed. This is due to by the fact that marginal shear system takes on the main function in the framework of shear zone from place to place, what slightly deviates general course of complex shear zone. That is why the strikes of principal shear zones of Gemericum have the dispersion from 45° to 60° with prevailing strike 50–55° and the East Carpathian strike 220—235°. The distance betwen principal shear zones of Gemericum is 35—40 km. The course of principal shear zones is relatively linear and morphologically very distinct.

Principal shear zones in principle confine Gemericum at all sides as a tectonic unit. Accompanying shear zones of lower order are observable locally among principal shear zones. They are relatively equidistantionally distributed and identical with principal shear zones as to their strike. Their course could be discontinually followed only in regional maps. They manifest very distinctly in detail maps (Fig. 2), namely by structural elements. Accompanying shear zones differ from principal shear zones so much that there are not so significant deformations of rock strips and veins on them. Accompanying shear zones form rhomboidal network of blocks. Accompanying shear zones of lower order were formed between zones with main movement activity and they represent tectonic effect of residual stress, which was not compensated on principal shear zones. That is why the tectonic effect is different in various areas and it depended on the intensity of residual stress in corresponding region.

Principal as well as accompanying shear zones of lower order up to mesoscopic or microscopic scale penetrated the whole area of Gemericum (Fig. 1) and they are the dominant structural phenomenon, which caused basic distribution of old tectonic and lithological units as in strata-bound and vein ore deposits (Fig. 3).

Characteristics of principal shear zones

The Košice—Margecany (East Gemeric) and Rejdová (West Gemeric) zones of the East Carpathian system belong to the principal shear zones of Gemericum. The Dobšiná (North Gemeric), Transgemeric and Hodkovce (South Gemeric) zones belong to the West Carpathian system. We do not know well the South Gemeric shear zone (the Hodkovce-Košice section belongs to it), because it is covered by younger systems. From the Carpathian point of view the Hodkovce shear zone is more significant than the Transgemeric. The Transgemeric shear zone in the internal part of Gemericum is, however, the most

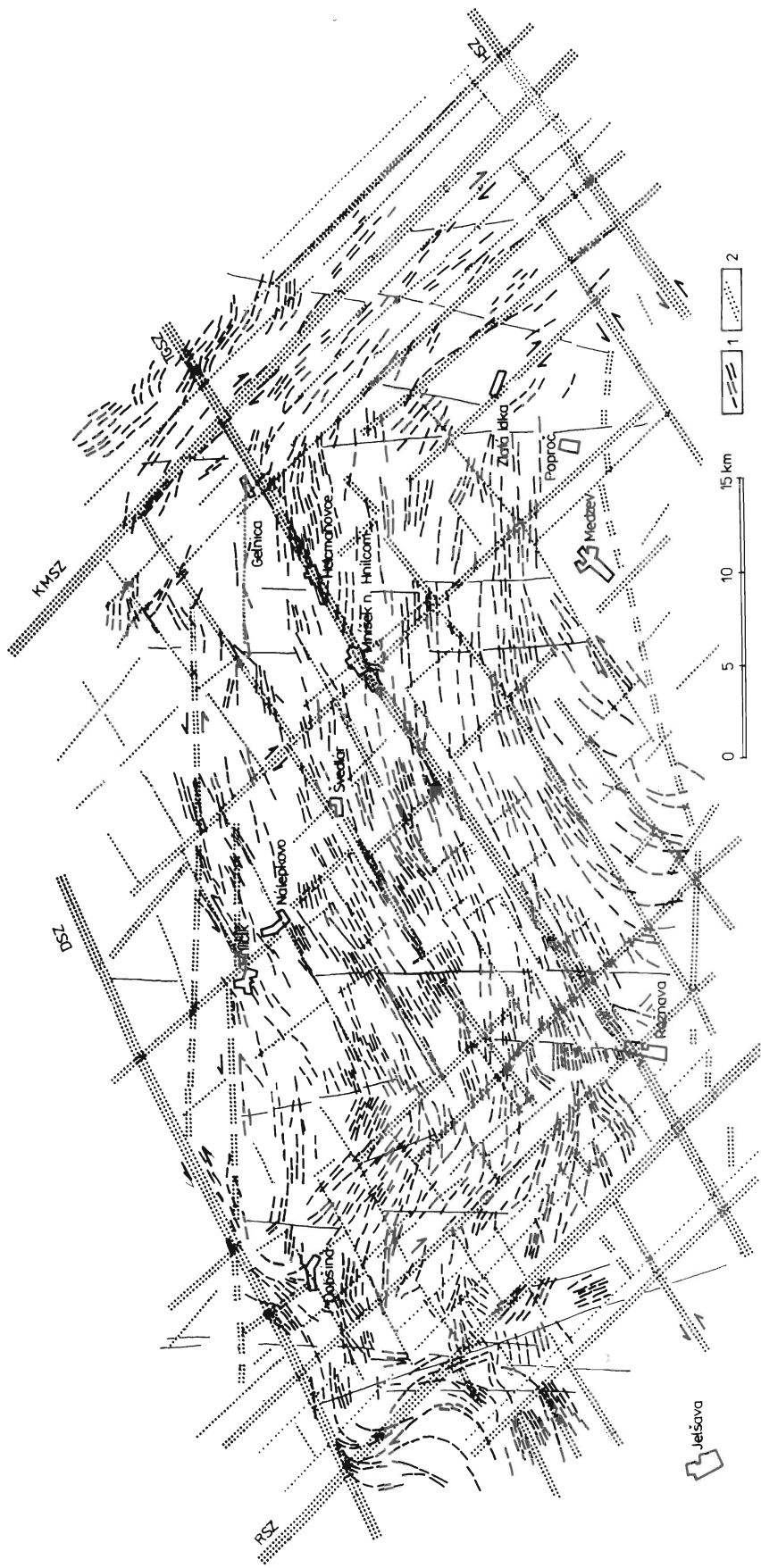


Fig. 4. Map of foliation of shear zones of Gemericum (map of foliation according to Snopko and Reichwalder, 1973). 1 — course of foliation, 2 — shear zones (for detail explanation see Fig. 1).

evident zone, while the Košice-Margecany shear zone has the same significance from the marginal shear zones. All the mentioned shear zones have the above general characteristics.

The Košice—Margecany shear zone is the most intensive one, it is the first and the most evident zone on the internal (southwestern) edge of the East Carpathian, i.e. northwestern strike of shear zones. On the Košice—Margecany shear zone all the West Carpathian units are transposed into the East Carpathian strike, which is distinctly observable in the eastern part of Gemericum. This zone with dextral movement represents the largest reduction of the space (e.g. narrow and long remnants of synclines of the Permian and Triassic rocks) and consequently the largest distribution of older geological phenomena, which caused their strong destruction. Rocks are mylonitized and ore veins lost their economic significance (vein structure is indicated only by sparsed ore lenses). The stretching lineation corresponds to the strike of shear zone, although older lineations with several strikes have been also observed. Schistosity completely coincides with the course of shear zones, but the course of nappe planes is oblique to shear zones (Fig. 1). We managed to define directly Variscan and Alpine deformation in the Košice—Margecany principal shear zone (Jacko, 1979). This shear zone is marked out by en echelon arrangement of geological phenomena (Roth. 1969; Grecula, 1968).

The Rejdová shear zone is less distinct than the Košice—Margecany zone. The tectonic reduction of space and consequently the intensity of distribution of lithological and tectonic structures has much less extent. That is why the Late Paleozoic and Triassic rocks were preserved on large areas and they are less reduced. The destruction of ore bodies is lesser, but the course of schistosity planes and bedding planes draws near to the course of shear zone (Fig. 4).

The genesis of arc structure of Gemericum

As we have mentioned, it is characteristic for the West Carpathians, as well as for Gemericum, that they have the shape of an arc. It seams, from structural analysis that this arc is the result of the origin of principal shear zones of two systems and the long-term tectonic activity on them. We have noted that segments of principal shear zones (defined by crossing of both shear zones),both of the West Carpathian (SW—NE) and the East Carpathian (SE—NW) system, are much wider at the southern end than at the northern one (Fig. 6) and that the intensity of deformation is more significant and spatially more extensive than in the southern parts. Varied assemblage of deformations along both systems of shear zones forms, in general view, the arc course (however, this is very variable type of deformations in detail, with the presence of lineation and foliation of variable strikes in dependence on the distance from a shear zone), which is confined by principal shear zones and it is confined on one large block.

It is possible to distinguished the large (northern) and the small (southern) arc respectively in the

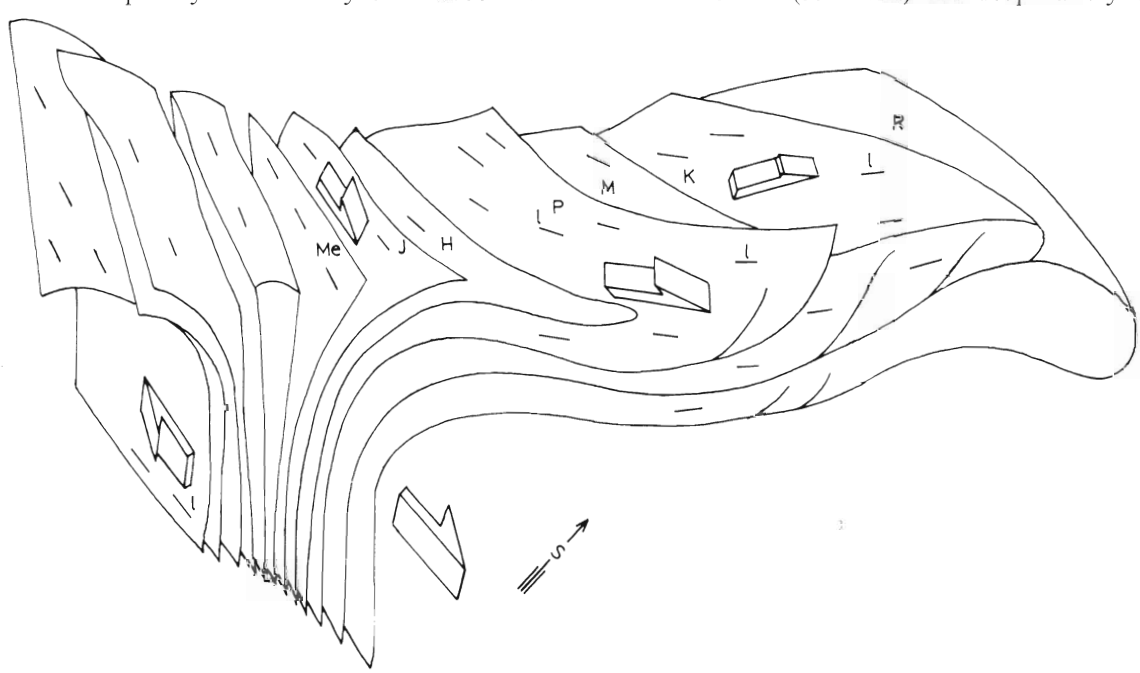


Fig. 5. Model of dextral transpression with interpretation of the origin of Variscan nappes of Gemericum. Nappes: Me — the Medzev nappe, J — the Jedľovec nappe, H — the Humel nappe, P — the Prakovce nappe, M — the Mníšek nappe, K — the Kojšov nappe, R — the Rakovec nappe; l — lineation.

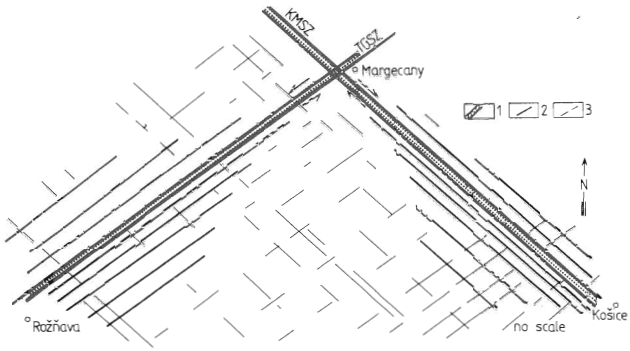


Fig. 6. Distribution and relation of principal, marginal and accompanying (secondary) shear zones. 1 — principal shear zone 2 — marginal shear zone in vicinity of principal shear zone. 3 — secondary (accompanying) shear zones of lower order, TGSZ — the Transgemeric shear zone, KMSZ — the Košice—Margecany shear zone.

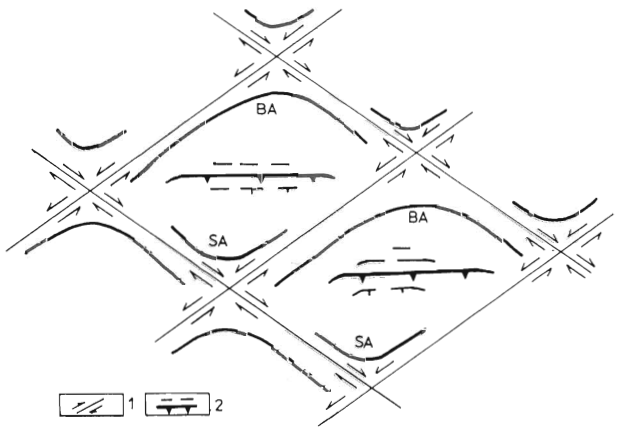


Fig. 7. Genetic model of the origin of arc structure between two systems of shear zones on the example of Gemericum. BA — large (northern) arc, SA — small (southern) arc; 1 — principal shear zones, 2 — course of tectonic, lithological and ore structures older than shear zones.

framework of one block (Fig. 7.). These arcs were formed only there, where movements on shear zones were directed inwards, i.e. in the corner of a block with obtuse angle. On the contrary, the arc was not formed in the corner with sharp angle, where the movement on the shear zones was outwards (Fig. 7), only chaotic distribution of different types of deformations with variable strikes of lineations and foliations usually took place here. The northern (large) block is the most completely one, it also dominates in the geological structure of the area.

There are two large blocks in Gemericum (Plančár et al., 1977 already divided Gemericum into two large blocks on the basis of geophysical data), defined by five principal shear zones. The above mentioned large and small arcs are present in both blocks. Hence, there are two arcs in Gemericum, which form together the complex Gemeric arc as secondary tectonic phenomenon formed by two systems of shear zones.

It is characteristic for the Transgemeric and Košice—Margecany shear zones that their southern parts are much wider (Figs. 1, 6) than the northern ones, or that to the north marginal shear zones fade out and only the central shear zone dominates. At the same time the transposition of lithological, tectonic and ore structures into the shear zone diminishes and gradually fades out together with gradual weakness of the intensity of structural processing of marginal shear zones towards the north. The cause of this can be explained e.g. by different level of the erosion of so called palm structure on simple shear (Woodcock and Fischer, 1986). This would mean that the largest erosion, cut in the framework of the above zones, exists in the Margecany area, where both shear zones cross, which could be partly accepted. However, similar manifestation can be followed at mesoscopic scale, so that the model could be used for the explanation, according which the number of accompanying shear zones rises with increasing pressure intensity (pressure field) and the intensity of movement on them increases, too (Bartlett et al., 1981).

As we have mentioned above, shear zones are wider in the southern parts. As you can see in Fig. 7, this is probably caused by the fact that the branches of both large and small arc were cumulated along the sides of the central shear zone in the above parts of zones. So called marginal shear zones are, in fact, branches of the above mentioned arcs with the principal shear zone in their centre which caused the evident larger width of the shear zone.

Older tectonic, lithological and ore structures, which have approximately E—W strike, were preserved in the framework of one block only between the large and small arc. The largest ore deposits were preserved in this part of block, hence, this part is the most prospective for preservation of ore deposits. Shear zones or margins of blocks are prospective for Au ores, talc, partly for Sb ores.

Rejuvenised older structures with E—W strike

The east-west course of rock strips, ore veins, overthrusts and nappes was preserved only in internal block, confined by principal shear zones. This strike of structures could be very probably original, forming during Variscan folding, when prograde metamorphosis took place and when ore veins and Variscan nappe structure originated.

Significant discontinuity zones have also the east-west strike, e.g. the Rudňany and Rožňava zone respectively (Fig. 1), on which horizontal shifts, reverse faults and normal faults are evident.

There is only little data as yet on closer specification of fault zones with the E—W strike. It is probable that there are old collision sutures or root zones of the Variscan nappes, which were rejuvenated and they take the function of complementary shear zones during the origin of shear zones with NE and NW strike. Normal faults and reverse faults in the E—W zones could correspond with tectonic activity in the Neogene period. East-west zones would have a character of complex shear zones with long period of their activity, from the Variscan period to Neoid processes. They would belong to the east-west system of tectonic zones, which remnants exist on the whole area of the West Carpathians.

Extension fault systems of pure shear type with the N—S strike

The youngest fault systems, namely with the N—S strikes, can be indicated very well on geological map sheets at detail scale (1 : 10 000 and more detail). Block structure with blocks of hundreds to tens of metres was very detaily defined by their identification. Faults with mainly vertical and oblique movement dominate in this block structure. The character of brittle pure shear prevails. That is why thrust and downslip of blocks is set off in this block system, which is typical for extension tectonics or for tectonic systems originated in final stage of formation of shear zones or during the period of release of previous tectonic stress. The intensity of downslip faults and thrust faults (overthrusts) is often very significant and it reaches hundreds of metres on regional faults. Their dip is approximately vertical, but connected faults of lower order have different angles of dip.

It is typical, for this young fault system with the character of pure shear, that faults ramify upwards in form of tectonic tree (Grecula, 1986) and that the prevailing part of drainage (mainly of mountain brooks) follows this young fault system. Bending of beds and mylonitization on the sides of faults, characteristic for strike-slip faults are not observable on geological maps, only cataclasis of rocks.

North-south faults of Gemericum belong to that system of faults, which is present in the whole West Carpathians (e. g. the Hornád system).

Very significant role of extension tectonics can be considered in lenght-profile (E—W) through Gemericum. It follows, according to results of geophysical measurements (Grecula and Kucharič, 1989) and geological data that both western and eastern edge of Gemericum are uplifted and the whole area step-like sinks towards the centre of the region (Grecula, 1982). Planes of sunken blocks (décollement faults) dip also towards the centre of the region, what created trough system of cauldron form, which can be explained by the extension-tectonic model (Fig. 8), which could be applicated to the origin of the adjacent East Slovakian Basin.

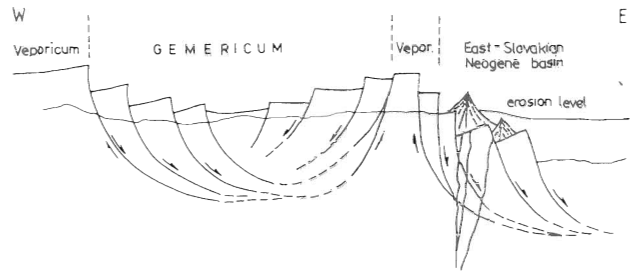


Fig. 8. Extensive model of tectonic development of Gemericum and adjacent areas in Neogene in the longitudinal section of E-W direction.

The age of shear zones

Rock complexes of Paleozoic and Mesozoic are deformed by tectonic activity in all principal shear zones of Gemericum. Shear zones disturb the Paleogene complexes in the norhern part of Gemericum, too. It follows, from the above, that the age of shear zones is after-Paleogene. It is evident that shear zones continue to the complexes of Neogene basins, however, there exist facts that towards younger complexes the activity of some faults diminishes as much as fades out (Cverčko and Rudinec, 1969). It is probable that during Neogene the activity of shear zones diminishes as much as fade out.

However, the beginning of formation of shear zones is unclear. It is evident, comparing the intensity of deformation in individual stratigraphic units that the Paleozoic and Mesozoic complexes are most intensively deformed in shear zones. Much lesser intensity of disturbation is in the Paleogène complexes and it is negligible in the Neogene sediments. At the same time, primary discordant relation between Mesozoic and underlaying, Variscan folded and metamorphosed complexes was preserved in shear zones in several places (e.g. Košické Hámre, Jaklovce and others). This is observable not only in Gemericum. The age of Gemeric granites according to Rb/Sr method ranges from 220 to 290 ± 40 m.y. (Kovách et al., 1981, 1986). Data from separated biotites from granite has given the age 100 m.y., but in two cases around 140 m.y (Kovách et al., 1986; K/Ar method gave similar data earlier — Kantor, 1957). Because all Gemeric granites lay in shear zones and the opening of biotite system (at the temperature around 270 °C, which is commonly assumed in shear zones) falls in the Lower-Middle Cretaceous period, it is necessary to assume that in this period, i.e. during the main phases of Alpine orogeny of the West Carpathians, the activity on shear zones was signifi-

cant, and it finished, according to data from Neogene basins, in the period of Styrian phase in Neogene.

Conclusion

We can assume, from the above analysis of lithological, tectonic, metallogenic and geological data the following:

— Shear zones with character of strike-slip faults played the main role in Gemericum during the Alpine events. They represent not only zones with pure shear, but spatial shortening with the origin of local charriages, mainly in the Permian-Mesozoic complexes as well. Shear zones and connected deformations are very probably the result of the global transpression in the West Carpathians during the Paleoalpine events.

— The West Carpathians (sinistral shift) and the East Carpathian (dextral shift) system of shear zones is the most distinct. It is accompanied by deformations of simple shear with stretching lineation and foliation.

The north-south faults with the character of pure shear were formed after finishing or in the end of the activity on shear zones with horizontal shifts. The north-south zones are the representative of the extension tectonics with down-slip and thrust of blocks. The origin of the Cenozoic depressions and basins is connected with this extension tectonics. The Hornád fault system, which separates Gemericum and Veporicum from the East Slovakian Basin, could belong to this system of faults.

— The Variscan structures (nappes, overthrusts, ore veins and others) were preserved only between shear zones. They have mainly the E—W strike. They were worked out with different intensity by the Alpine shear zones, because they were present in the zone with the largest shortening during the activity on shear zones. The best preserved Variscan structurees are the most prospective for ore deposits. Ore deposits in shear zones are very strongly destructed. Only some types of raw materials are genetically connected with shear zones (talc, partly Au and Sb).

— Deformations of rock complexes and older tectonic and ore structural elements, which were formed on the above two strikes of strike-slip faults, makes the arc arrangement of the above zones. The arc of Gemericum is a part of the West Carpathian arc with the same genesis.

— Shear zones with strike-slip faults could have long-term and polystage development according to geological and geochronological data.

The beginning of the development of shear zones is not documented. The most intensive movements took place, according to indirect radiometric data, from the Upper Jurassic to the Upper Cretaceous. They finished in the period of the Middle Miocene.

The boundary between Gemericum and Veporicum is formed by shear zone (the Rejdová and Košice—Margecany shear zone respectively), which are marked by deformations of the Variscan structures and by charriages genetically connected with the activity on shear zones.

— The eastern edge of Gemericum including Veporicum of the Čierna hora Mts. is the easternmost part of the West Carpathians, where deformations of the East Carpathian system of shear zones dominate, which continue in the basement of the East Slovakian Basin, the Zemplínske vrchy Mts. into the East Carpathians.

The present paper was developed in the frame of IGCP Project No. 276.

References

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, SAV, 188 p.*

Bajaník, Š. et al. 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria — východ (mapa a Vysvetlivky). *Bratislava, GÚDŠ.*

Bartalský, B. 1987: Správa z geologického mapovania v oblasti Dobšinej. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Bartlett, W. L., Friedman, M. and Logan, J. M. 1981: Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX — Wrench faults in limestone layers. *Techtonophysics, 79, 255—277.*

Biely, A., Bystrický, J. and Fusán, P. 1968: Zur problematik der „Subtatrischen Decken" in den Westkarpaten. *Geol. Zbor Geol. carpath., 19, 295—296.*

Čverčko, J. and Rudinec, R. 1989: Klasifikácia zlomov vo východoslovenskom neogéne. *Geol. Práce, Spr., 55, 111—116.*

Fusán, O. 1967: Spišsko-gemerské paleozoikum. In: Maheľ, M. et al.: Regionální geologie ČSSR II, Západní Karpaty 1. *Academia, Praha, 373—410.*

Grecula, P. 1973: The homeland of the Gemeric unit and its metallogeny. *Mineralia slov., 5, 221—245.*

Grecula, P. 1982: Gemericum — segment of the Paleotethyan riftogenous basin. *Mineralia slov. — Monogr. Bratislava, Alfa, 263 p.*

Grecula, P. 1985: Vertikálne vetvenie zlomov. *Mineralia slov., 17, 289—306.*

Grecula, P. and Roth, Z. 1978: Kinematic model of the West Carpathians in the complete section. *Zbor. geol. Věd, 32, 49—73.*

Grecula, P. and Varga, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. *Mineralia slov., 11, 289—297*

Grecula, P., and Kucharski, R. 1981: Komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia východnej časti SGR. *Manuscript — GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. and Kucharič, Ľ. 1985 a 1989: SGR-geofyzika, čiastková záverečná správa. *Manuscript — GP Sp. Nová Ves.*

Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. In: Tektonické profily Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, 185—192.*

Kantor, I. 1957: A^{40}/K^{40} Methode zu absoluten Alterbestimmungen und das Alter des gemeriden Granites von Betliar. *Geol. Práce, Zpr., 11, 188—200.*

Kovách, Á., Svingor, É., and Grecula, P. 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoide rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia. *Mineralia slov., 18, 1—14.*

Maheľ, M. 1974: Tectonics of the Carpathians Balkan regions. *Bratislava, GÚDŠ, 453 p.*

Maheľ, M. 1975: Postavenie gemerika. *Mineralia slov., 7, 33—52*

Maheľ, M. 1984: Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát. *Mineralia slov., 16, 505—540.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát, 1. *Bratislava, Veda, 503 p.*

Návesňák, D. and Bartalský, B. 1989: Správa z geologického mapovania z oblasti Slovinky — Švedlár. *Manuscript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Plašienka, D. 1984: Geologická stavba struženickej jednotky a príkrovu Markušky; alpínsky štruktúrny vývoj východného okraja veporika. *Manuscript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. and Doktór, S. 1985: Příspěvek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat. *Mineralia slov., 18, 385—402.*

Pospíšil, L., Bezák, V., Nemčok, J., Feranec, J., Vass, D. and Obernauer, D. 1989: The Muráň tectonic system as example of horizontal displacement in the West Carpathians. *Mineralia slov., 21, 305—322.*

Plančár, J., Filo, M., Šefara, J., Snopko, L. and Klinec, A. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér Geol., 7—144.*

Rozložník, L. 1963: The relation between faults and foliation in the shear zone of the Dobšiná vicinity. *Geol. Práce, Zpr., 28, 103—113.*

Rozložník, L. 1969: K problematike štúdia zlomov. *Geol. Práce, Spr., 47, 35—44.*

Rozložník, L. 1977: Problems of Alpine metamorphism in relation to siderite ore formation in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Mineralia slov., 10, 311—320.*

Rozložník, L. and Slavkovský, J. 1979: Geologická stavba styku gemerika s pásmom Čiernej hory. *In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 193—198.*

Roth, Z. 1969: Notes on the basic division of the Inner Carpathians and on the tectonic termination of large nappe system. *Věstník ÚÚG, 44, 195—199.*

Snopko, L. 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemerid. *Zbor geol. Vied, Západ, Karpaty, 8, 7—50.*

Snopko, L., Reichwalder, P. and Abonyi, A. 1973: Tektonicko-ložisková mapa Spišsko-gemerského rudohoria. *In: Geologicko-ložisková štúdia SGR. Manuscript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk — geofyzikálna interpretácia. *Manuscript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Woodcock, N. H. and Fischer, M. 1986: Strike-slip duplexes. *Struct. Geol., 8 (7), 725—735.*

Strižné zóny a oblúkovitá štruktúra gemerika

Gemericum má výraznú pásmovú stavbu, často s veľmi úzkymi (desiatky m) litologickými pruhmi, ktorých dĺžka je až niekoľko km. Priebeh litologických a tektonických pruhov smerovo mierne varíruje, ale generálne vytvára oblúk vyklenutý na sever. Predpokladá sa (Andrusov, 1968; Maheľ, 1986; Rozložník, 1983; Bajaník et al., 1984 a i.), že oblúk je buď tektonický fenomén, ktorý vznikol v alpínskom orogéne, alebo že oblúk naznačuje primárny priebeh sedimentačného priestoru. Podľa údajov z diaľkového prieskumu Zeme sa uvažuje, že gemerikum predstavuje najvýraznejšiu kruhovú štruktúru Západných Karpát (Pospíšil et al., 1985). V ostatných desiatich rokoch, keď sme celé územie gemerika komplexne spracovali geofyzikálnymi metódami (8 druhov geofyzikálnych máp), novým geologickým mapovaním v mierke 1 : 10 000, geochemickými, petrologickými a ložiskovo-mineralogickými prácami, sa ukázalo, že vznik oblúka, resp. tektonický obraz gemerika (Grecula, 1973, 1982; Grecula a Kucharič, 1985, 1989) významne podmienili regionálne strižné zóny, ktoré sú súčasťou strižných zón celého karpatského oblúka. Ich aktivitu možno predpokladať už od ukončenia variských udalostí, najmä však od spodnej kriedy až do neoalpínskeho obdobia. Rozdielnosť v názoroch je hlavne v tom, či oblúk Západných Karpát, a teda aj oblúk gemerika, existoval už počas sedimentácie paleozoika, ale hlavne od mezozoika, alebo či je sekundárnym tektonickým javom.

Hlavné strižné zóny: západokarpatský (JZ—SV) a východokarpatský (JV—SZ) systém horizontálnych posunov

Všeobecná charakteristika

Hlavné strižné zóny gemerika (obr. 1) predstavujú sústavu paralelných zlomov charakteru jednoduchého strihu s jasnou diskontinuitou na jednotlivých zlomoch, s výrazným posunom po stranách zlomov a s prevládajúcou krehko-duktilnou deformáciou. Hlavné strižné zóny gemerika sú iba segmentom strižných zón v rámci karpatskej sústavy, ktoré majú charakter horizontálnych posunov, a to s ľavostranným pohybom na strižných zónach jz.—sv. smeru a s pravostranným pohybom na strižných zónach smeru JV—SZ.

Strižné zóny sú stanovené na základe podrobných a regionálnych geologických (obr. 2), geofyzikálnych a ložiskových máp (obr. 3), ako aj štruktúrnou analýzou (ktorá je zatiaľ iba v začiatkoch). Overené sú aj na početných miestach v baniach a vo vrtoch. Šírka hlavných strižných zón dosahuje 3 až 10 km s postupným zužovaním až na 0.3 km.

Hlavné strižné zóny ako sústava zlomov sa skladajú z viacerých strižných zón nižšieho rádu. Centrálna strižná zóna (obr. 6) je dominujúcim prvkom a je súčasťou strižnej zóny celokarpatského významu. Jej šírka je 0,5—2 km. Centrálnu strižnú zónu sprevádzajú v určitom území súbežné okrajové strižné zóny, ktoré však intenzitou deformácie a ostatnými prejavmi sú oproti centrálnej zóne menej výrazné, ale významne zvýrazňujú priebeh a šírku celej hlavnej strižnej zóny.

Hlavná strižná zóna sa prejavuje veľmi intenzívnou mylonitizáciou so širokými pruhmi ultramylonitov s asociáciou minerálov až biotitovej izogrády.

V strižných zónach je veľmi výrazná redukcia litologických pruhov. Strižné zóny narúšajú nielen priebeh litologických a tektonických (prešmyky, príkrovy) jednotiek, žilných a stratiformných rudných ložísk, ale ich aj transponujú do smeru strižnej zóny (obr. 1, 2, 3). Takéto ohyby spomenutých jednotiek do dvoch smerovo odlišných systémov (SV a SZ) zapríčinili oblúkovitý tvar gemerika, resp.

podmienili vznik menších oblúkov vo vnútri gemerika.

Nielen litologické jednotky sú transponované do smeru hlavných strižných zón, ale veľmi pekne sa to prejavuje aj na priebehu foliácie v horninových súboroch paleozoika, a to tak na regionálnej mape (obr. 4), ako aj v mezoskopickej mierke. Prevažná časť foliácie gemerika (S_1, S_2) je spätá s variskými štruktúrami a dominuje všade tam, kde sa zachovali variské štruktúry. Variská foliácia je strižnými zónami postupne deformovaná a vťahovaná do smeru strižných zón. Vnútri strižných zón staršiu foliáciu prekrýva nová foliácia , ktorá sa vyvíja súčasne so strižnou zónou. Centrálne časti strižných zón sa vyznačujú už iba jednou, ale veľmi intenzívne vyvinutou foliáciou v mylonitoch a ultramylonitoch, ktorá je súbežná so strižnou zónou. Z toho vychodí, že strižné zóny nielen smerovo deformujú staršiu foliáciu, ale nová foliácia smerom do stredu strižnej zóny s narastajúcou intenzitou penetruje horniny pozdĺž strižnej zóny. Preto sa strižné zóny tak výrazne prejavujú na regionálnej mape priebehu foliácie (obr. 4). Priebeh foliácie (podľa mapy Snopka et al., 1973) najlepšie koinciduje s priebehom hlavnej strižnej zóny tam, kde je na povrchu iba paleozoikum bez mezozoického pokryvu (transgemerická a košicko-margecianska strižná zóna), kde priebeh strižnej zóny nenarúša iná strižná zóna.

Lineácia predĺženia sa smerove zhoduje s priebehom hlavných strižných zón a je s nimi geneticky spätá. Tento druh lineácie je smerove zhodný aj na styku tektonických jednotiek gemerika a veporika (porovnaj napr. Plašienka, 1984; Bartalský, 1987), čo taktiež poukazuje , že pohyby na strižných zónach sa prejavovali ešte aj po sformovaní sa veľkých tektonických jednotiek Karpát, resp. že tieto jednotky Karpát vznikali práve v dôsledku formovania sa strižných zón a tektonickej aktivity na nich. Staršie lineácie sú menej výrazne zachované, a to iba mimo strižných zón. Ich smer je V—Z a SV—JZ a sú späté s pohybmi a deformáciami počas variských udalostí. Štruktúrne merania nás vedú k úvahe o možnom transpresnom modeli variskej, ale najmä alpínskej príkrovovej stavby gemerika (obr. 5). Zatiaľ je málo údajov, ktoré by starší model variskej kolízie platní (Grecula, 1973, 1982; Grecula a Roth, 1979) jednoznačne popreli.

Smer strižných zón gemerika nie je veľmi stabilný a od smeru strižných zón karpatského systému sa miestami odchyľuje až o 10—15°. Keďže strižné zóny gemerika sú predsa len časťou spomínaných zón, takáto variácia smeru sa predpokladá. Zapríčiňuje to aj skutočnosť, že v rámci strižnej zóny miestami hlavnú funkciu preberá okrajový strižný systém (obr. 2), čím sa generálny priebeh komplexnej strižnej zóny mierne vychyľuje. Preto aj smery hlavných strižných zón gemerika majú rozptyl hodnôt, a to západokarpatský smer 45—60° s prevahou smeru 50—55° a východokarpatský 220—235°. Vzdialenosť medzi hlavnými strižnými zónami gemerika je 35—40 km. Priebeh hlavných strižných zón je pomerne priamočiary a morfologicky veľmi výrazný.

Hlavné strižné zóny v podstate zo všetkých strán obmedzujú gemerikum ako tektonickú jednotku. Medzi hlavnými strižnými zónami sú lokálne dobre sledovateľné aj sprievodné strižné zóny nižších rádov, ktoré sú pomerne ekvidištantne rozložené. Smerove sú totožné s hlavnými zónami. Na detailných mapách (obr. 2) sa však prejavujú veľmi výrazne, a to aj štruktúrnymi prvkami (Návesňák a Bartalský, 1989). Sprievodné strižné zóny vytvárajúce kosoštvorcovú sieť blokov sa od hlavných odlišujú tým, že na nich nie sú také významné deformácie horninových pruhov a žíl.

Sprievodné strižné zóny nižších rádov sa vytvorili medzi zónami hlavnej pohybovej aktivity a predstavujú tektonický efekt zvyškového napätia, ktorý sa nekompenzoval na hlavných strižných zónach. Preto aj tektonický efekt v rozličných územiach je rozdielny a závisel teda od intenzity zvyškového napätia v príslušnom regióne.

Hlavné, ako aj sprievodné strižné zóny nižších rádov až po mezoskopickú, resp. mikroskopickú mierku penetrujú celú oblasť gemerika (obr. 1) a sú dominujúcim štruktúrnym fenoménom, ktorý spôsobil základnú distribúciu starších tektonických a litologických jednotiek, ako aj stratiformných a žilných rudných ložísk (obr. 3).

Charakteristika hlavných strižných zón

K hlavným strižným zónam gemerika patria zóny východokarpatského systému: košicko-margecianska (východogemerická) a rejdovská (západogemerická). K západokarpatskému systému patria zóny: dobšinská (severogemerická), transgemerická a hodkovská (juhogemerická). Juhogemerickú strižnú zónu bližšie nepoznáme, pretože je prikrytá mladými útvarmi (patrí k nej úsek Hodkovce — Košice). Z karpatského pohľadu je hodkovská strižná zóna významnejšia ako transgemerická. Transgemerická strižná zóna vnútri gemerika je však najevidentnejšou strižnou zónou, kým z okrajových zón je to košicko-margecianska strižná zóna. Všetky strižné zóny majú vyššie uvedené všeobecné charakteristiky.

Najintenzívnejšou strižnou zónou je košicko-margecianska, ktorá je zároveň prvou najevidentnejšou zónou na vnútornom (juhozápadnom) okraji východokarpatského, t. j. severozápadného smeru strižných zón. Na košicko-margecianskej strižnej zóne sú všetky západokarpatské jednotky transponované do východokarpatského smeru, čo zreteľne vidno aj vo východnej časti gemerika. Táto zóna s pravostranným pohybom predstavuje najväčšie zúženie — redukciu priestoru (napr. úzke a dlhé zvyšky synklinál hornín permu a triasu), a teda aj najväčšie rozmiestnenie všetkých starších geologických fenoménov, čo zapríčinilo ich veľmi silnú deštrukciu. Horniny sú mylonitizované a rudné žily stratili ekonomický význam (žilnú štruktúru indikujú iba roztratené rudné šošovky). Lineácia predĺženia zodpovedá smeru strižnej zóny, hoci sa pozorovali aj staršie lineácie viacerých smerov. Bridličnatosť úplne koinciduje s priebehom strižných zón, ale príkrovové plochy sú v porovnaní so strižnými zónami šikmé (obr. 1). Variské a alpínske deformácie sa podarilo vyčleniť aj v hlavnej košicko-margecianskej strižnej zóne (Jacko, 1979). Vyznačuje sa kulisovitým usporiadaním geologických fenoménov (Roth, 1969; Grecula, 1968).

Rejdovská strižná zóna je menej výrazná ako košicko-margecianska. Tektonická redukcia priestoru, a teda aj intenzita rozmiestnenia litologických a tektonických štruktúr, je oveľa menšia. Preto aj mladopaleozoické a triasové horniny sa tu zachovali na väčších plochách a sú menej redukované. Aj deštrukcia rudných telies je menšia, ale

priebeh plôch bridličnatosti a vrstvovitosti sa dosť približuje priebehu strižnej zóny (obr. 4).

Transgemerická strižná zóna (Grecula, 1982) predstavuje 2—3 km veľký ľavý horizontálny posun. Okrem geologických fenoménov (obr. 1, 3, 4) sa táto strižná zóna výrazne prejavuje na všetkých geofyzikálnych mapách (Grecula a Kucharič, 1986, 1989; Kucharič et al., 1990; Mikuška et al. in Šefara et al., 1987). Transgemerická strižná zóna rozdeľuje gemerikum na 2 veľké bloky — severozápadný a juhovýchodný s pozoruhodnými rozdielmi v intenzite metamorfózy, problematike granitov a metalogenézy. Iné charakteristické znaky tejto zóny sú opísané aj v iných kapitolách.

Dobšinská strižná zóna na SZ gemerika je známa iba v malom úseku. Sústava zlomov až 1 km široká oddeľuje horniny mezozoika od paleozoických komplexov. V západnej časti pri križovaní s rejdovskou strižnou zónou je značne deštruovaná — obidve zóny podmienili tzv. dobšinský uzol (okno, záliv a pod.) na styku gemerika a veporika. Nazdávame sa, že aj prostredníctvom štúdia oboch strižných zón sa podarí objasniť tzv. stykovú zónu gemerika a veporika a ložiskové problémy s ňou spojené.

Genéza oblúkovitej stavby gemerika

Ako sme už uviedli, pre Západné Karpaty, ako aj pre gemerikum je charakteristické, že majú tvar oblúka. Zo štruktúrnej analýzy sa zdá, že oblúk je dôsledok vzniku hlavných strižných zón dvoch systémov a dlhodobej tektonickej aktivity na nich.

Zaznamenali sme, že segmenty hlavných strižných zón (vyčlenené križovaním obidvoch strižných zón) tak západokarpatského (JZ—SV), ako aj východokarpatského (JV—SZ) systému sú pri južnejšom konci podstatne širšie ako pri severnom (obr. 6) a že aj intenzita deformácií je významnejšia a priestorovo rozsiahlejšia v ich južných častiach.

Pestrý súbor deformácií pozdĺž obidvoch systémov strižných zón vytvára v generálnom pohľade oblúkovitý priebeh (detailne však je to veľmi rôznorodý typ deformácií s vývojom lineácie, foliácie a s ich meniacim sa smerom v závislosti od vzdialenosti strižnej zóny), ktorý je obmedzený hlavnými strižnými zónami a viaže sa na jeden veľký blok.

V rámci jedného bloku možno odlíšiť veľký (severný) a malý (južný) oblúk (obr. 7). Oblúky vznikli iba tam, kde pohyb v strižných zónach smeroval k sebe, t. j. v rohu bloku s tupým uhlom. Naopak v rohoch s ostrým uhlom, kde pohyb na strižných zónach bol smerom od seba (obr. 7), sa oblúk obyčajne nevytvoril, došlo iba k chaotickému rozmiestneniu rozličných typov deformácií s rozličnými smermi lineácií a foliácií. Najkompletnejší je veľký (severný) oblúk, dominujúci aj v stavbe územia.

V gemeriku sú 2 veľké bloky (na základe geofyzikálnych údajov ich vyčlenil už Plančár et al., 1977), vyčlenené 5 hlavnými strižnými zónami. V obidvoch blokoch sú vyvinuté spomenuté veľké a malé oblúky, ktoré spolu tvoria zložený gemerický oblúk, ako sekundárny, tektonický jav, vytvorený dvoma systémami strižných zón.

Pre transgemerickú a košicko-margeciansku strižnú zónu je charakteristické, že ich južné časti sú oveľa širšie ako severné (obr. 1, 6), resp. že severným smerom okrajové strižné zóny zanikajú a dominuje iba centrálna strižná zóna. S postupným ochabovaním intenzity štruktúrneho prepracovania na okrajových strižných zónach smerom na sever sa zmenšuje, až postupne zaniká aj transponovanie litologických, tektonických a rudných štruktúr do strižnej zóny. Vysvetliť to možno napr. rozličnou úrovňou erózie tzv. palmovej štruktúry na jednoduchom strihu (Woodcock a Fischer, 1986). To by znamenalo, že v oblasti Margecian, kde sa obidve strižné zóny križujú, je najväčší erozívny zrez v rámci týchto zón, čo by sa čiastočne dalo aj akceptovať. Avšak podobné prejavy sa dajú sledovať aj v mezoskopickej mierke, takže na vysvetlenie možno použiť aj model, podľa ktorého so vzrastajúcou intenzitou tlaku (napäťového poľa) stúpa aj počet sprievodných strižných zón a zväčšuje sa na nich aj intenzita pohybu (Bartlett et al., 1981). Ako vidno z obr. 7, spomenutý jav možno vysvetliť aj tým, že v týchto častiach strižných zón sa kumulovali vetvy veľkého a malého oblúka po obidvoch stranách centrálnej strižnej zóny. Tzv. okrajové strižné zóny sú vlastne vetvy spomenutých oblúkov v strede s centrálnou (hlavnou) strižnou zónou, ktoré spôsobili podstatne väčšiu šírku strižnej zóny v južnejšej ako v severnejšej časti.

Iba medzi veľkým a malým oblúkom v rámci jedného bloku sa zachovali staršie tektonické, litologické a rudné štruktúry, ktoré majú smer približne V—Z. V tejto časti bloku sa zachovali aj najväčšie rudné ložiská, teda táto časť bloku je aj najperspektívnejšia na zachovanie rudných ložísk. Strižné zóny, resp. okraje blokov sú perspektívne pre Au rudy, mastenec a čiastočne aj Sb rudy.

Rejuvenizované staršie štruktúry smeru V—Z

Východozápadný priebeh horninových pruhov, rudných žíl, prešmykov a príkrovov sa zachoval iba vo vnútri bloku obmedzeného hlavnými strižnými zónami. Tento smer štruktúr by veľmi pravdepodobne mohol byť pôvodný, ktorý vznikol počas variského vrásnenia, keď bola prográdna metamorfóza a granitizácia a keď vznikli aj rudné žily a variská príkrovová stavba.

Východozápadného smeru sú však aj významné zóny diskontinuít, ako napr. rudnianska, mlynská, rožňavská (obr. 1), na ktorých sú evidentné horizontálne posuny, ale aj zdvihy a poklesy. Zatiaľ je málo údajov o bližšej špecifikácii zlomových zón smeru V—Z. Je pravdepodobné, že sú to staré kolízne sutúry, resp. koreňové zóny variských príkrovov, ktoré sa v čase vzniku strižných zón sv. a sz. smeru obnovovali a preberali funkciu komplementárnych strižných zón. Poklesy a zdvihy na v.—z. zónach by zodpovedali tektonickej aktivite až v neogénnom období. V tomto ponímaní by v.-z. zóny mali charakter komplexných strižných zón s dlhým časovým obdobím aktivity od variského obdobia až po neoidné procesy. Patrili by do systému v.-z. tektonických zón, ktorých zvyšky sú na celom území Západných Karpát.

Extenzné zlomové systémy smeru S—J typu čistého strihu

Na listoch geologickej mapy detailnejšej mierky (1 : 10 000 a podrobnejšie) sa veľmi dobre indikujú zlomové systémy najmladšie, a to najmä smeru S—J a s nimi spojené ďalšie smery. Ich stanovením sa veľmi podrobne vyčlenila bloková stavba s rádiovosťou blokov stovky až

desiatky metrov. V tejto blokovej stavbe dominujú zlomy prevažne s vertikálnym a šikmým pohybom. Prevláda charakter krehkého čistého strihu. Preto v tomto blokovom systéme je zvýraznený zdvih a pokles blokov, typický pre extenznú tektoniku, resp. pre tektonické systémy vznikajúce v závere formovania strižných zón (alebo až v období uvoľnenia predchádzajúceho tektonického napätia). Intenzita poklesov a zdvihov (násunov) je často veľmi významná a na regionálnych zlomoch dosahuje stovky metrov. Ich sklon je približne vertikálny, ale s nimi späté zlomy nižšieho rádu majú rozdielne uhly sklonu.

Severojužné zlomy gemerika patria k tomu systému zlomov, ktorý sa nachádza v celých Západných Karpatoch (napr. hornádsky, zázrivský a i.). V pozdĺžnom (V—Z) profile cez gemerikum sa dá uvažovať o veľmi významnej úlohe extenznej tektoniky. Podľa výsledkov geofyzikálnych meraní (Grecula a Kucharič, 1989), ale aj z geologických údajov vychodí, že západný a východný okraj gemerika je vyzdvihnutý a stupňovito celá oblasť od okrajov poklesáva smerom do stredu regiónu (Grecula, 1982). Plochy poklesnutých blokov (zlomy odlepenia) sú tiež uklonené smerom do stredu regiónu, čím sa vytvoril priekopovo-prepadlinový systém misovitého tvaru, ktorý možno vysvetliť extenzno-tektonickým modelom (obr. 8) a ktorý možno aplikovať aj na vznik priľahlej východoslovenskej panvy.

Vek strižných zón

Vo všetkých hlavných strižných zónach gemerika sú horninové komplexy paleozoika a mezozoika deformované strižnými zónami. Na severe gemerika strižné zóny postihujú aj komplexy paleogénu. Z toho by vychádzalo, že vek strižných zón je až popaleogénny. Je evidentné, že strižné zóny prechádzajú aj do komplexov neogénnych panví, pravda, sú tu znaky, že smerom do mladších komplexov aktivita niektorých zlomov zaniká (Cverčko a Rudinec, 1969). Je pravdepodobné, že počas neogénu aktivita strižných zón klesá, až zaniká.

Začiatok formovania sa strižných zón je však nejasný. Ak porovnávame intenzitu deformácie jednotlivých stratigrafických jednotiek, je evidentné, že v strižných zónach sú najintenzívnejšie deformované paleozoické a mezozoické komplexy. Podstatne menšia intenzita porušenia je v súboroch paleogénu a nepatrná je v neogénnych sedimentoch. Zároveň sa v strižných zónach na viacerých miestach zachoval primárny diskordantný vzťah medzi mezozoickými a podložnými variskými zvrásnenými a metamorfovanými komplexami (napr. Košické Hámre, Jaklovce a i.). Toto je pozorovateľné nielen v gemeriku. Vek gemerických granitov podľa metódy Rb/Sr kolíše od 220 do 290 ± 40 mil. rokov (Kovách et al., 1981, 1986). Údaje zo separovaných biotitov z granitu sú z celej oblasti okolo 100 mil. rokov, ale v dvoch prípadoch aj okolo 140 mil. rokov (Kovách et al., 1986; metóda K/Ar podobné údaje poskytla už skôr — Kantor, 1957). Keďže všetky gemerické granity ležia v strižných zónach a otvorenie izotopického systému v biotite (pri teplote okolo 270 °C, aká sa v strižných zónach bežne predpokladá) spadá do obdobia spodná — stredná krieda, treba predpokladať, že v tomto období (t. j. v hlavných fázach alpínskeho orogénu Západných Karpát) bola už významná aktivita na strižných zónach. Z toho sa dá predpokladať, že počiatok vývoja strižných zón je predkriedový, a naopak, ukončenie ich aktivity je podľa údajov z neogénnych panví v období štajerskej fázy.

Záver

Z predchádzajúcej analýzy litologických, tektonických, metalogenetických a geofyzikálnych údajov a riešení môžeme predpokladať, že:

— Strižné zóny charakteru horizontálnych posunov hrali v gemeriku hlavnú úlohu počas alpínskych udalostí. Predstavujú nielen zóny strihu a posunu, ale aj priestorového skrátenia so vznikom lokálnych násunových štruktúr najmä permsko-mezozoických komplexov. Strižné zóny a s nimi späté deformácie sú veľmi pravdepodobne dôsledkom globálnej transpresie počas paleoalpínskych udalostí v Západných Karpatoch.

— Západokarpatský (ľavý posun) a východokarpatský (pravý posun) systém strižných zón je najvýraznejší. Je sprevádzaný deformáciami jednoduchého strihu so sprievodnou lineáciou predĺženia a foliáciou.

— Severojužné zlomy charakteru čistého strihu vznikli až po ukončení, resp. v závere aktivity na strižných zónach s horizontálnym posunom. Severojužné zlomy sú reprezentantom extenznej tektoniky s poklesmi a výzdvihmi blokov. S extenznou tektonikou súvisí aj vznik terciérnych depresií a panví. K tomuto systému zlomov by mal patriť aj hornádsky zlomový systém, ktorý stupňovitým poklesávaním blokov oddeľuje gemerikum a veporikum od východoslovenskej neogénnej panvy.

— Variské štruktúry (príkrovy, prešmyky, rudné žily a i.) sa zachovali iba medzi strižnými zónami. Väčšinou majú smer V — Z. Keďže sa počas aktivity na strižných zónach nachádzali v zóne najväčšieho skrátenia, alpínske strižné zóny ich tiež rozličnou intenzitou prepracovali. Najlepšie zachované variské štruktúry sú však najperspektívnejšie na rudné ložiská. Rudné ložiská v strižných zónach sú veľmi silne deštruované. Iba niektoré typy surovín sa geneticky viažu na strižné zóny (mastenec, čiastočne Au a Sb).

— Deformácie horninových komplexov, ale aj starších tektonických a rudných elementov, ktoré vznikli na uvedených dvoch smeroch horizontálnych posunov, zapríčinili, že usporiadanie týchto štruktúr má oblúkovitý priebeh. Oblúk gemerika je súčasťou oblúka Západných Karpát s rovnakou genézou.

— Strižné zóny s horizontálnym posunom by podľa geologických, ale aj geochronologických údajov mali mať dlhodobý a polyfázový vývoj. Počiatok vývoja strižných zón nie je dokumentovaný. Najintenzívnejšie pohyby podľa nepriamych rádiometrických údajov prebiehali od vrchnej jury do vrchnej kriedy. Ukončili sa v období stredného miocénu.

— Styk gemerika a veporika je na strižných zónach (rejdovská a košicko-margecianska), ktoré sa vyznačujú deformáciami variských štruktúr, ale aj násunovými štruktúrami, ktoré sú geneticky späté s aktivitou na strižných zónach.

— Východný okraj gemerika včítane veporika Čiernej hory je najvýchodnejšou časťou Západných Karpát, kde dominujú deformácie už východokarpatského systému strižných zón, ktoré pokračujú v podloží východoslovenskej panvy, Zemplínskych vrchov do Východných Karpát.

Mineralia slovaca, 22 (1990), 111—122

Shear zones and types of deformations of ore veins in Gemericum, Western Carpathians

PAVOL GRECULA[1], DANIEL NÁVESŇÁK[1], BORIS BARTALSKÝ[2],

[1] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice
[2] Geologický prieskum, š. p., 052 40 Spišská Nová Ves

(Received 24. 8. 1989)

Abstract

A model of brittle, brittle-ductile and ductile deformations of ore veins in shear zones has been worked out on the basis of a large amount of data on deformation of ore veins in mining works in the largest ore district of Slovakia. We have defined S and L deformations, simple and complex shear zones and deformations. Arc course of veins is not explained as primary phenomenon from regional point of view, but it is explained as secondary phenomenon according to structural analysis (transposition of veins into the NW—SE and NE—SW strike of shear zones). The beginning of the activity on shear zones is given, according to geological data, to the last stage of Variscan events and significant movements finished on the same structures in Neogene. Shear zones destruct ore veins. Only calcite and quartz veins were generated in shear zones.

Introduction

During prospection and exploitation of ore deposits we meet with different types of "dislocations", which sheared an ore deposit without shift, others shifted its individual parts at remarkable distance, or the deposit was strongly debased by them. In other cases, ore shoots in fault zones and along their sides have very different strike. There are some areas, in which ore shoots are preserved very well, elsewhere the course of vein is marked only by fragments and lenses of ore in mylonite zone. The overwhelming part of deformations of ore shoots, which were observed from microscopical up to regional scale, were caused by faults, fault zones (narrow, wide, subparallely duplexed) with clear discontinuity at both sides or only with ductile deformation, or with the deformation of transition, ductile-brittle type. These zones are named as shear zones and their analysis and generalization of knowledge on them is the scope of the article.

Types of shear deformations of ore veins

Deformations in shear zones manifest in a best way on vein deposits. They are the most evident and directly observable at mesoscopic scale. In regional scale, shear zones are defined on the basis of geological, deposit and geophysical maps, as well as zones of mylonitization. In detail, as well as at regional scale, shear zones and connected deformations are of brittle, brittle-ductile and ductile type respectively (in the sense of Ramsay, 1980; Ramsay and Hubert, 1987).

Brittle shear zones

They are characterized by the presence of a distinct discontinuity (fault) or by the assemblage of parallel discontinuities. The vein body is shifted or segmented by shear zone on fault, individual parts of veins being shifted from each other (Fig. 1). If it is only one discontinuity, the shear of vein is without fracturing of ore filling. If it is a large number of shears, ore shoot is fractured (tectonic breccia) and it is very often debased. The vein preserves the original strike and dip at both sides of shear or shear zone respectively and it is in most cases undeformed.

Brittle deformation of veins occurs most often in homogenous rigid environments.

Brittle-ductile shear zones

They differ from brittle shear zones by the presence of both brittle and ductile deformations of rocks and ore veins at both sides of a discontinuity. This is the most frequent type of shear zones with various types of deformations. Continually and discontinually boudinaged veins occur very frequently in initial brittle-ductile shear zones (Fig. 1b). This phenomenon is typical for incompetent rocks, but brittle deformation with initial stage of vein bending prevails in competent rocks (Fig. 1c). Bending connected with boudinage is the most abundant type of

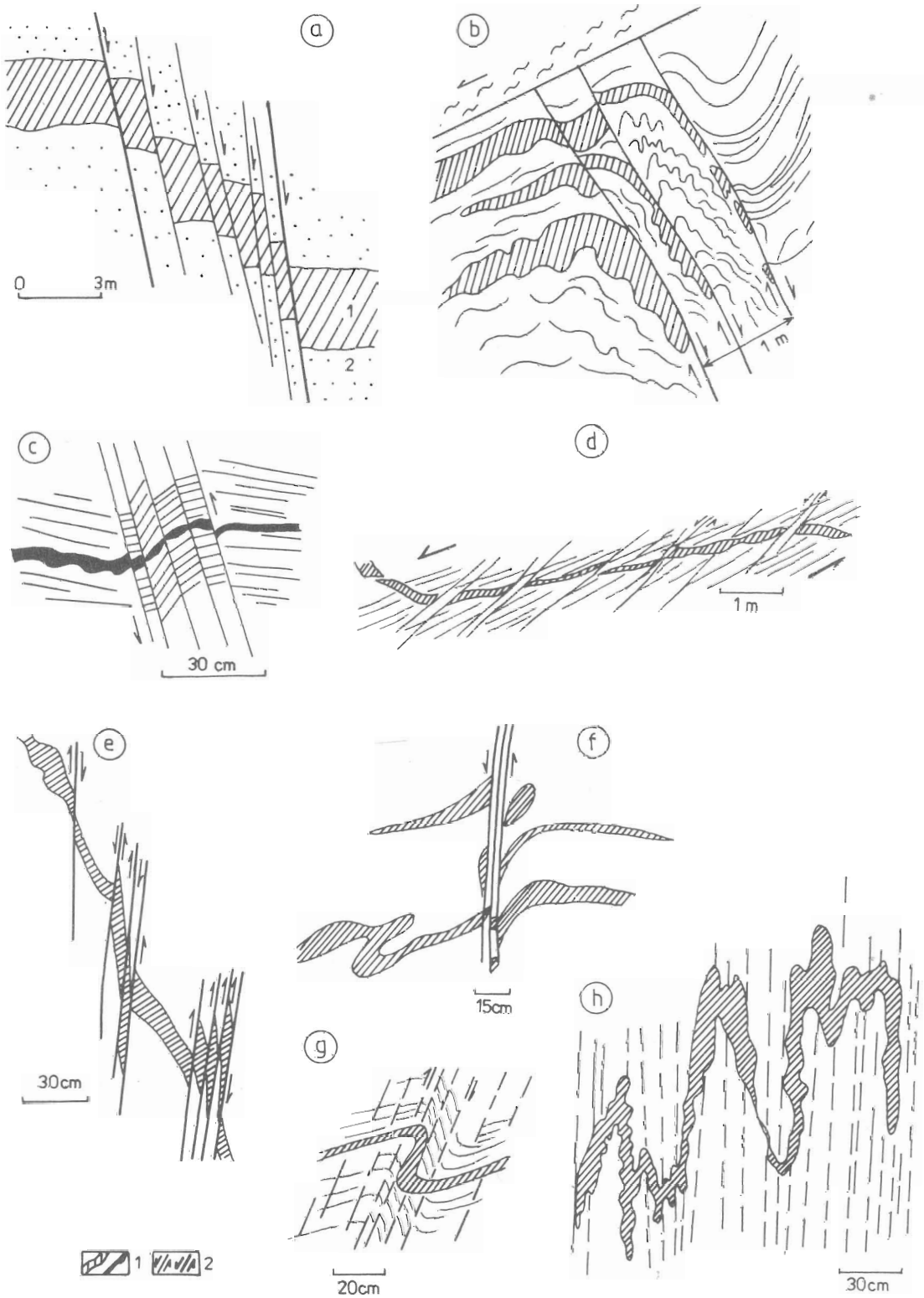


Fig. 1. Types of deformations of ore veins at mesoscopic scale — examples from mining works. 1 — ore vein, 2 — shear zones, a — brittle deformation in zone right-slip shear (the map of the Michal vein horizon, Jedlovec locality, Návesňák, 1968), b — brittle-ductile deformation — segmentation of vein connected with bending in shear zone (the Mier pit in Rožňava locality, the 24th horizon), c — brittle-ductile deformation in rigid environments (the Rožňava-Sadlovský pit, the 35th horizon), d — the transposition of vein into the strike of shear zone (the Rožňava-Mier pit, the 24th horizon, south of point 24, 157), e — shear bands in shear zone (the Rožňava-Mier pit the 24th horizon, point 24, 139), f — deformation in environment of intensive shear zone (the Rožňava-Mier pit, the 24th horizon), g, h — types of ductile deformations in competent (g — the Rožňava-Mier pit, the 24th horizon, point 24, 141) and incompetent rocks (the Rožňava-Mária pit, the P_1 cross-cut, point 13, 386).

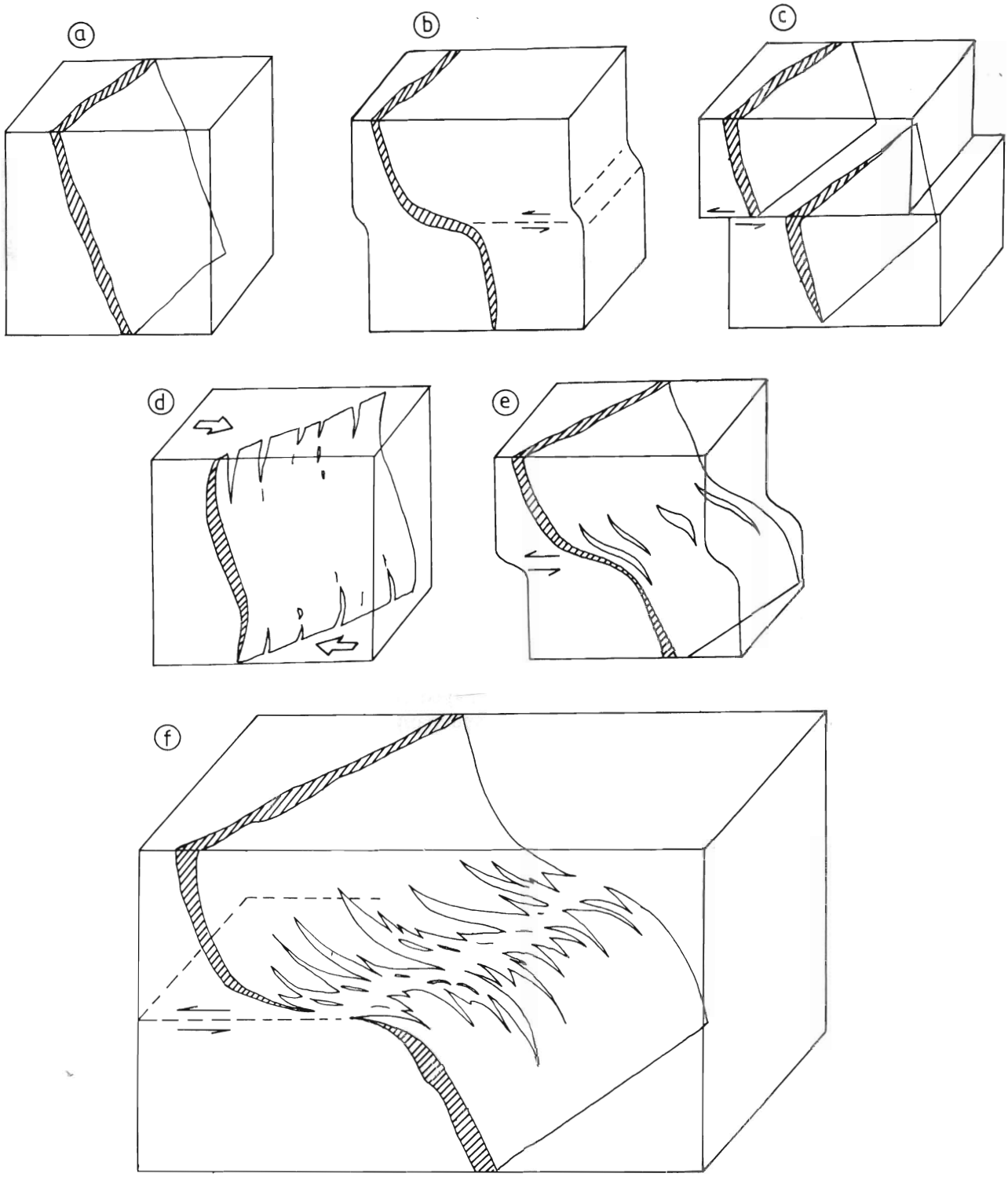


Fig. 2. Model of shear deformations of ore vein. a — the original state, b — ductile deformation, c — brittle deformation, d — brittle-ductile S-deformation between two marginal shears, e — brittle-ductile L-deformation with one internal shear, f — brittle-ductile deformation with complete reduction in shear zone.

deformation. The intensive development of R-shears also supports boudinage or the origin of shear swarms (lenses) of vein structure (Fig. 1d, 1e). This type of shear zone makes strong destruction or even devaluation of ore shoot. So called intensive shear zone (Fig. 1f) is characteristic by large reduction of original space, mylonitization, remnants of ore filling of a vein in shear zone and by distinctly developed linear

elements. The shift on this shear zone is very significant, hence, segments of veins at both sides of shear zone, even if they are apparently in opposite position, do not represent the continuation of the same vein (e.g. the different mineral assemblage).

Ductile shear zones

Ductile shear zones are very abundant in ore districts, but they are documented only rarely. They are evident only on thin, hence insignificant veins (Fig. 1g, h). However, bending shear zones and connected deformations are very abundant and significant on strata-bound deposits of base metals. Besides bending deformation and large accumulation of foliation planes and linear elements, bending shear zone usually causes thinning (up to reduction) of ore shoot. Hence, bending deformations are a significant element only from the point of view of structural geology.

Model of shear deformations of vein deposits

We can generalized data from the above extracts of shear zones and deformations collected from a large number of documentary materials on deposits in Gemericum, in form of a model (Fig. 2).

We have described genetic model of ore veins previously (Grecula, 1982; Grecula et al., 1989). We use as a basis simplified idea that ore body was originally slab-like. Simple shear with brittle deformation is the significant and most abundant case of deformation of veins at different scales (Fig. 2c) On the contrary, bending deformation is less significant, although it is rather abundant (Fig. 2b). Brittle-ductile deformation of veins is the most significant. Two types of deformations are present most frequently: 1. S-deformation with marginal shears (Fig. 2d) between two separated marginal shears, while the deformation of a vein exists only near shear and the main part of vein preserves the original strike, dip and thickness. 2. L-deformation with one internal shear (shear zone) of ore body namely with indications of disruption of vein (Fig. 2c) or with complete disruption of vein in shear zone (Fig. 2f). S—L shear deformations originate by combination of both types.

Propeller-shaped deformation is not very abundant, but very significant from the point of view of structural geology (Fig. 3). This is an example of compound shear (the combination of simple shears). It was formed in the space with strongly differentiated movements in individual blocks, namely with simultaneous movements or as a result of polystage development of shear zone. This type of deformations, although it is not complete, occurs on veins in the southern part of Gemericum near the Rožňava discontinuity zone (the Fortuna vein with marginal veins, the Daniel vein).

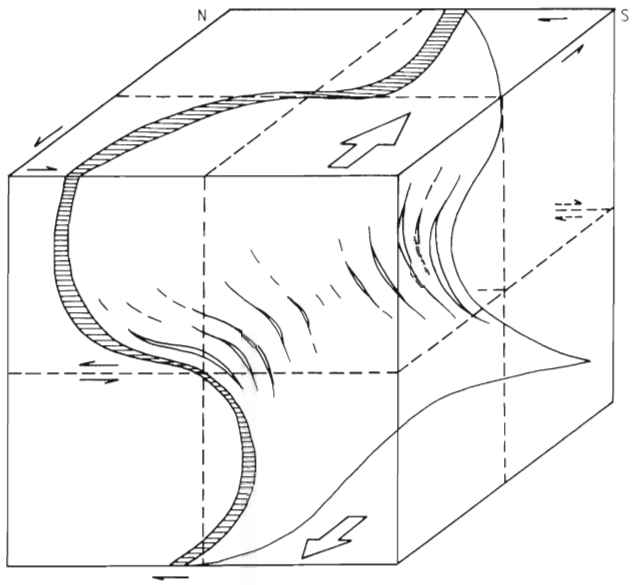


Fig. 3. Propeller-shaped deformation in compound shear (the combination of simple shears).

Shear zones at regional scale

Vein deposits in Gemericum have generally arc-shaped course, in a similar way as its lithological and nappe structures. However, this arc shape is only apparently continual bending deformation. This is formed by assemblage of different orientated fault (shear) zones, in which vein bodies (as well as other phenomena) are deformed and transposed with different intensity into the strike of shear zones. Shear zones are the most significant post-mineralization tectonic element in each ore district. It stems from mesoscopic data and from geological, deposit and tectonic maps that shear zones and their deformation effect on ore veins is evident and provable by deformation analysis with possibility of the determination of the sense and size of movement.

We can observe complex shear zones on several vein deposits. They set off repeatable movements (polystage) on shear zones, and consequently their relatively long activity. This manifests by several lineations, but namely by the presence of well defined internal shear zones, which are, regarding to the host shear zone, older or younger and they are present in its marginal part or in the centre, and the like. Internal shear zones often manifest by different deformation of a vein (or lithological unit) in form of shear swarms or shear lands, namely in the most reduced part of shear zone with gradually transition into subparallel elongated lense-shaped bodies of

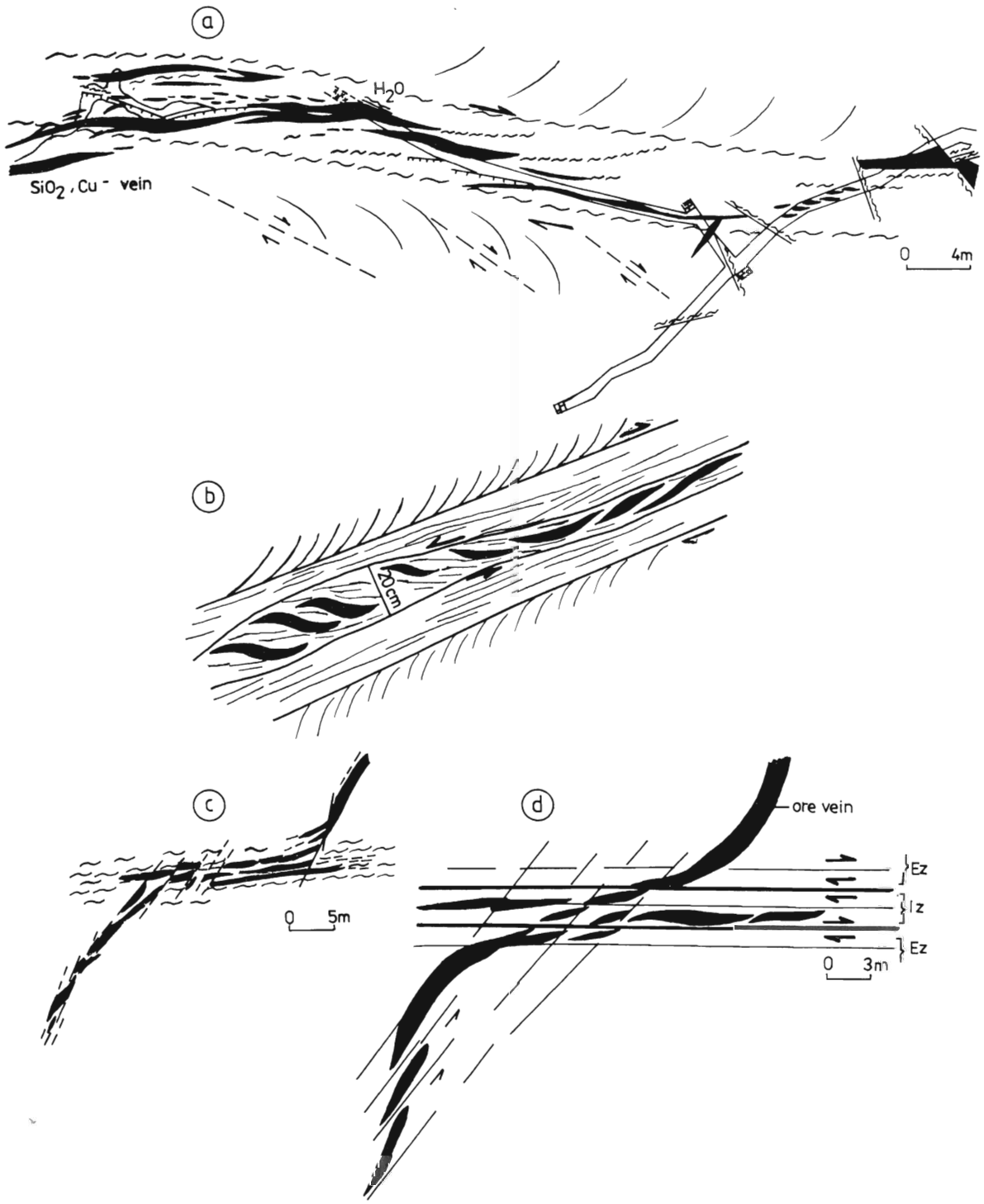


Fig. 4. Examples of vein deformations in complex shear zones. a — shear bands in internal shear zone (the Boromeus adit, Stará Voda locality, according to materials by Korpeľ, 1979), b — duplexes and shear bands in internal shear zone (the Gretla locality, the Southern adit, point 36), c — documentation of the Anna Relichová vein (cross section through chute, Hladík, 1957), d — model of the development of internal shear zone according to the situation in Fig. 4c. Iz — internal (younger) shear zone, Ez — external shear zone.

veins (Fig. 4a, 4b). The development of duplexes is typical for shear zones (Fig. 4b). Younger shear zone is characterized by more intensive reduction, ultramylonitization or strong kataclasis, deformed and boudinaged bending structures (Fig. 4c, 4d). This is the result of more intensive movements, which formed younger shear zones. Younger shear zones are more evident in the framework of com-

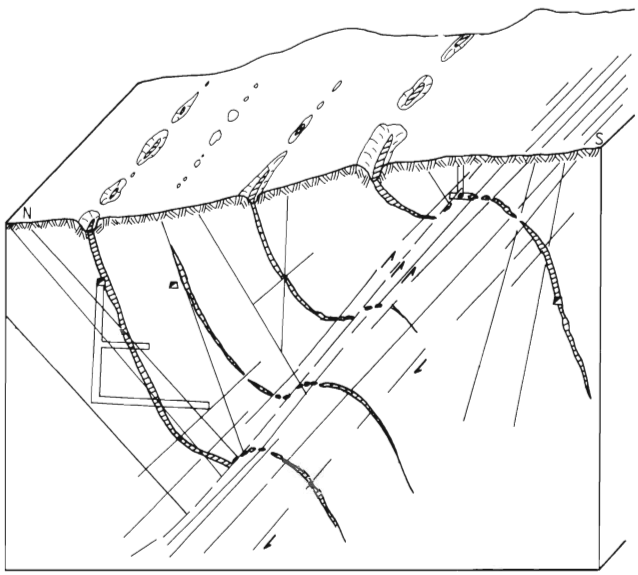


Fig. 5. Brittle-ductile bending deformation of the Mária Snežná stockwork, Smolník locality — ledge in geological profile (Čillík, 1951).

plex (compound) shear zone and they are very significant from the point of view of deposits.

We can judge, from the internal structure and types of deformations in compound shear zones that most of compound shear zones have polystage assynchrone character. The emplacement of younger shear zone in older one is different, sometimes there are only remnants of old shear zone in younger shear zone (e.g with duplexes or shear swarms — Fig. 4b), another time older shear zone determined prevailing type of deformation, which is characterized by larger reduction of complexes and by larger intensity of movement, but in the opposite sense (Fig. 4c, 4d). Polystage and long-term shear zones can be defined from the above observations. Because we have no chronological data from shear zones we can judge on the age of their origin only from geological position (Fig. 8). At regional scale, shear zones manifest mainly in geological-deposit and tectonic maps, but also in cross-sections through deposits (Fig. 5).

Some ore districts of Gemericum are characterized by the presence of so called caunter veins. A part of these veins, which have different mineral composition than other veins, lies in shear zones. These veins are accompanied by a large number of thin veinlets parallel with main caunter vein or present in R-shears. These veins were formed very probably during the development of shear zone (e.g. the Calcite vein in Rudňany).

However, caunter veins with the same mineral composition as the other veins, did not origin in the process of development of shear zones. These veins, together with rock complexes, were transposed into the strike of shear zones by younger shear zones. Veins in shear zone are strongly destructed, lense-shaped and they are present in mylonitized rocks. Model solution of mutual relation of vein structures in one ore district (the Čierna hora Mts.) is in Fig. 6a, 6b. The assemblage of thin tectolithes with more intensive movements than in surroundings was formed by gradual constriction (shortening) as well as by dilatation of original tectonic plate between two shear zones. The shear zone with strong reduction of rock complexes and veins and with gradual transposition of lithological and vein structures into the strike of shear zone in the sense of left-slip shift was formed. So called caunter veins in ore districts can be explained by this development of shear zone. The intensity of constriction as well as dilatation of the original width of shear zone is very different, that is why the strike deviation of so called caunter veins from the original course of ore veins is very different, too. So called caunter veins, i.e. veins transposed into shear zones, are insignificant from the point of view of their exploitation in all cases.

The course of originally parallel veins changes in cases when shear zones at regional scale interlace, hence, it is very difficult to state the course and farther continuation of vein structures in the places of crossing. (Fig. 7, 8).

The large accumulation of ore veins into very narrow space in very constricted shear zones occurs together with a big horizontal shift. It complicates parallellization of veins along the sides of shear zone, only traces of veins being in shear zone.

At the example of the Bindt — Ráztoka ore district we can judge on chronological activity on this shear zone (Fig. 9). Because this zone separates the Mesozoic and Paleogene complexes from the Paleozoic rocks, we can judge that the latest tectonic arrangement of veins in Gemericum took place in Paleogene, or it is even younger. We cannot define the beginning of the process of tectonic emplacement of veins of siderite-sulphide and antimonite mineralization for the lack of radiometric data on the age of the development of shear zones. It is very probable that regional shear zones started to form during the last period of Variscan orogeny. The polystage and long-term development of shear zones in Gemericum is evident from submitted documentation and it is necessary to assume that it is valid for the whole West Carpathians, together with all phenomena, which accompany shear zones, mainly horizontal shifts (intramount basins, pull-apart basins, palm structures etc.).

Ore veins in nappe zones

The nappe structure is typical for Gemericum (Grecula, 1973). The erosion cut uncovered lower

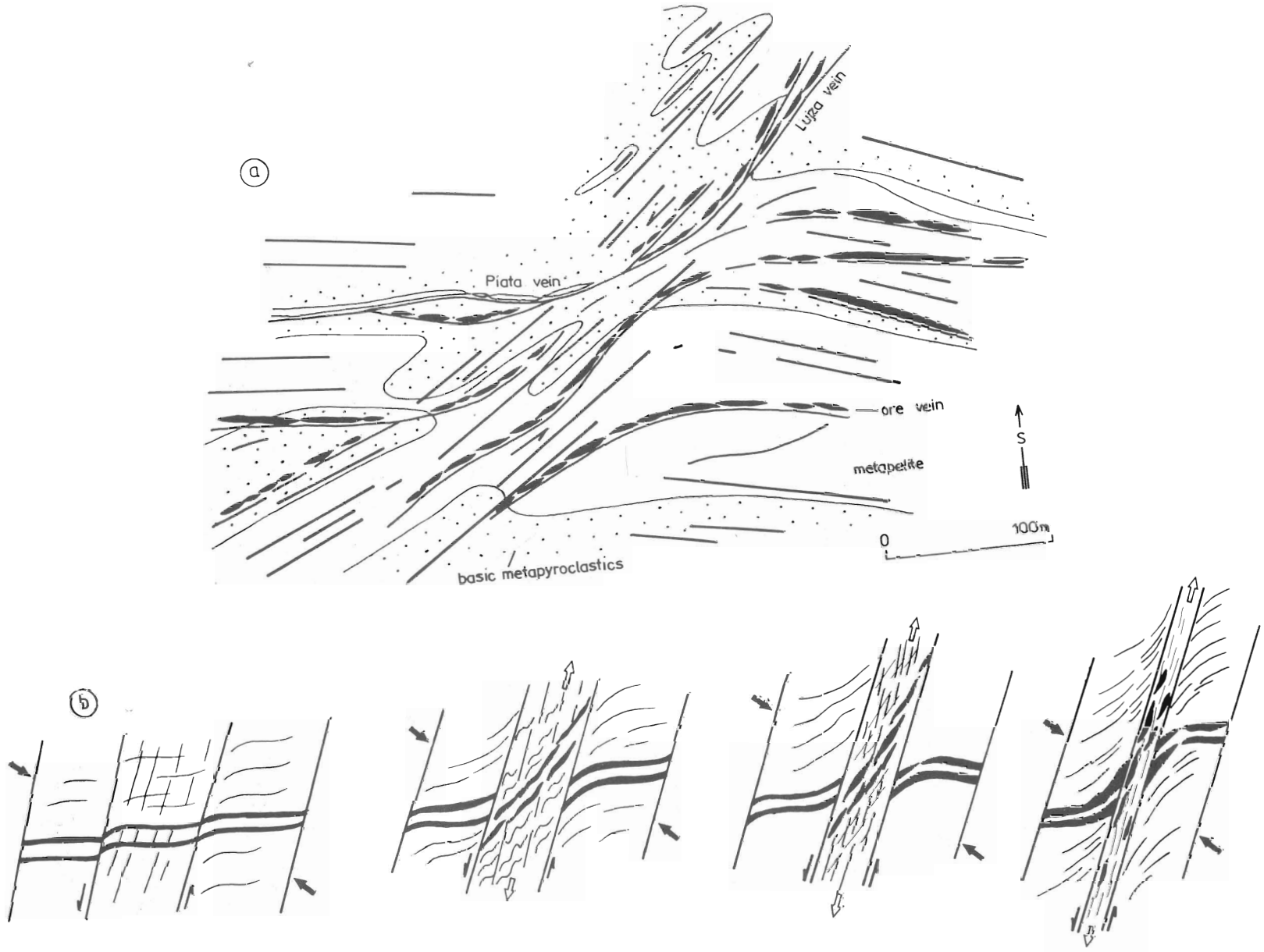


Fig. 6. a — Map of vein in the Nálepkovo — Čierna hora Mts. ore district, according to Pecho (1965), b — Model solution of their relation, with the aim to explain the origin of counter veins.

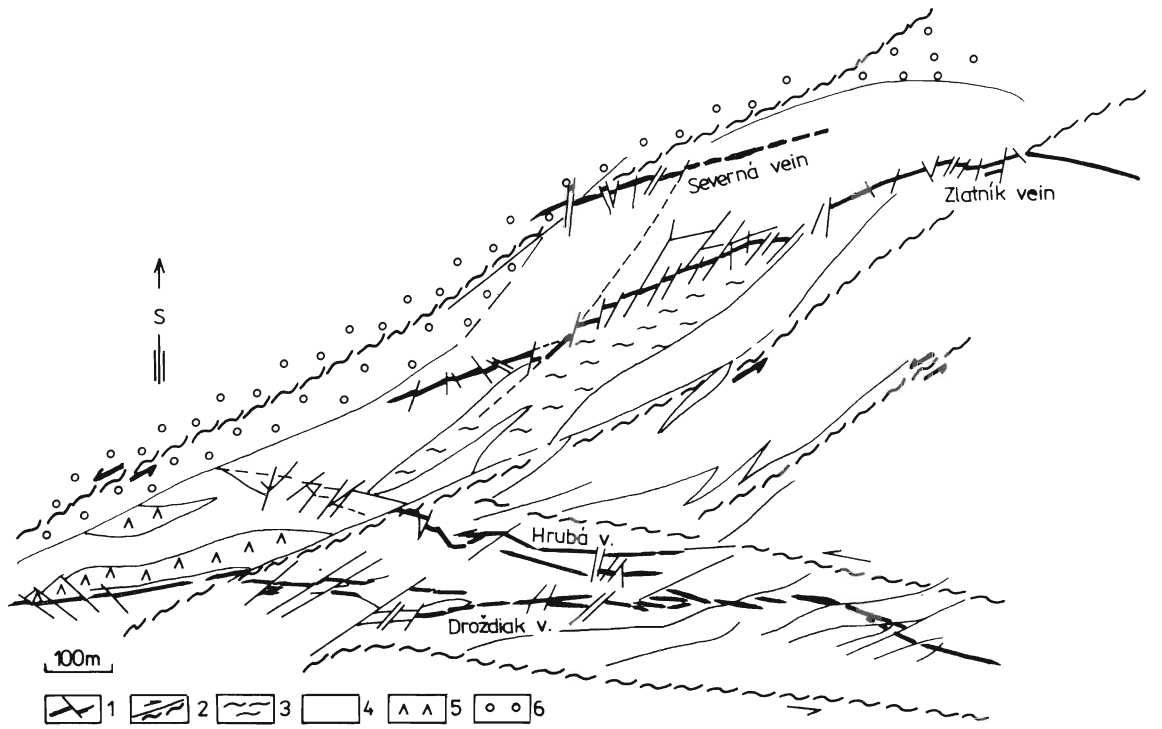


Fig. 7. Destruction of veins and their transposition into the strike of vein zones (the Rudňany locality, the 10th horizon, according to Hudáček, 1973). 1 — ore vein, 2 — shear zone, 3 — amphibolite (Devonian), 4 — shale and sandstones (Carboniferous), 5 — diabase rocks (Carboniferous), 6 — Permian assemblage.

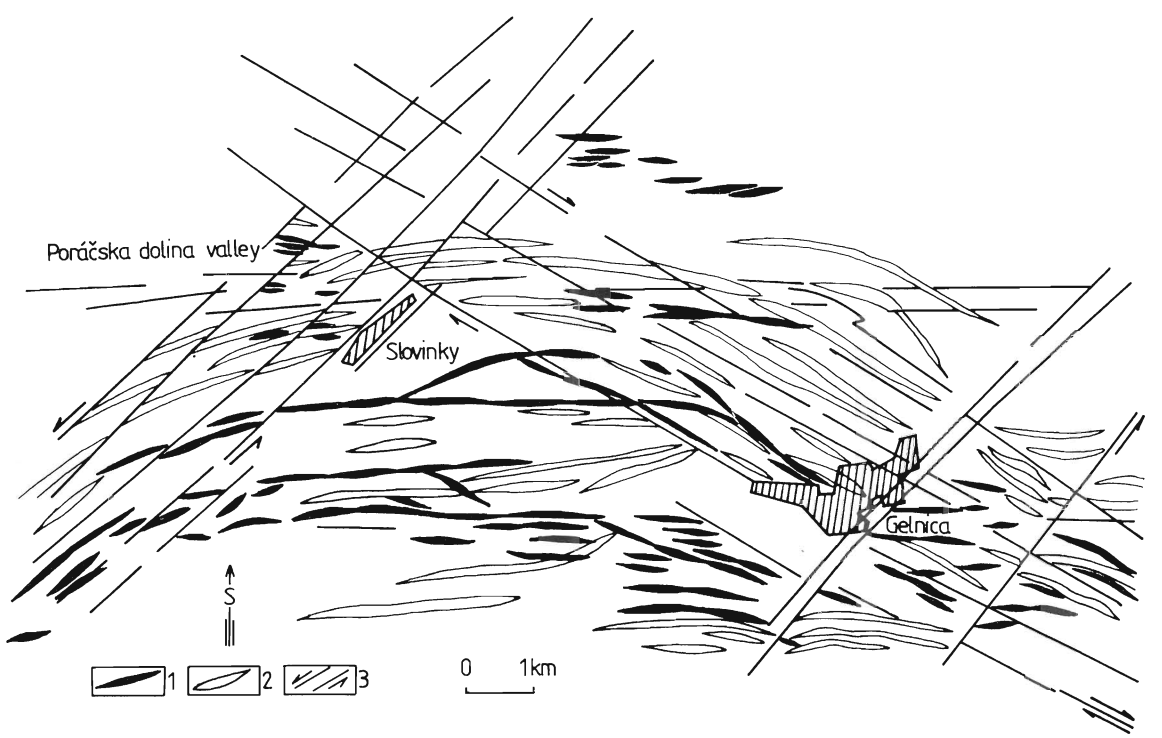


Fig. 8. An example of secondary arc distribution of veins as a result of combination of two shear systems with two strikes (the Slovinky-Gelnica ore district). 1 — ore vein, 2 — lithological boundary, 3 — shear zone.

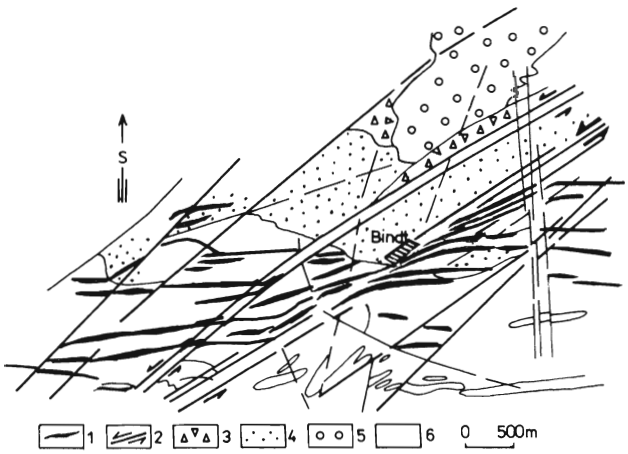


Fig. 9. Association (secondary bringing together) of veins in intensively reduced shear zone, which manifests by changing strike of veins and their strong destruction (tectonic boudinage), the Bindt-Ráztoka ore district. 1 — ore vein, 2 — shear zone, 3 — Mesozoic, 4 — Permian, 5 — Paleogene, 6 — pre-Permian.

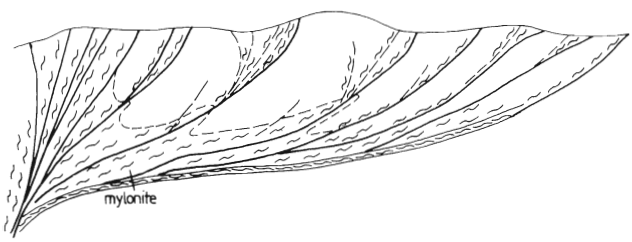


Fig. 10. Charriage planes of nappes as shear zones with accompanied mylonitization (schematic cross-section of Variscan nappes of Gemericum).

parts of nappes both in the eastern and western part of Gemericum, while the central part of Gemericum contains the most completely preserved nappes. Charriage planes of nappes, as one of types of shear zones, are accompanied by wide mylonite zones. Kataclasites were formed in the upper parts of nappe structures (Fig. 10). The width of mylonite zones is the biggest in the subhorizontal part of nappe plane, as well as near to root zone. That is why there exist extent zones of mylonites in the eastern and westernmost part of Gemericum. The central part of Gemericum is mylonitized in essentially less extent.

Because ore veins were formed before the origin of nappes, they were destructed or completely tectonic devaluated by nappe planes and connected mylonitization and kataclasis. It is the reason that significant vein deposits were not preserved in the above areas except lenses and traces of veins. Charriage planes — as a type of shear zones — are the important criterion (in the negative sense) for prognoses of vein deposits.

Conclusion

Shear zones are dominant tectonic element in regional tectonic image of Gemericum, which determine the present distribution of lithological, tectonic and deposit structures.

Ore veins are deformed and destructed by shear zones. Brittle-ductile deformation prevails. Ore veins (as well as lithological and nappe units) are transposed into the strike of shear zones, or they are coulisse-like shifted. The course of two strikes of shear zones (NW—SE with right-slip shift and NE—SW with left-slip shift) also conditions so called arc course of ore veins, which is consequently secondary.

Shear zones did not condition the origin of ore fluids or formation of ore veins, they are younger than ore veins. Only negligible part of veins with calcite or quartz filling, which mineral assemblages differ distinctly from the other veins, could be formed during the development of shear zones. We do not concern with other type of mineralization genetically connected with shear zones (e.g. Au) in this article.

Shear zones cut Variscan nappe planes and they are younger than the origin of nappes. But the origin of nappes is also younger than the origin of ore veins, which means that charriage planes of nappes took place in the destruction of ore veins. The destruction of veins is the most distinct in horizontal (subhorizontal) parts of charriages and in the area of root zone.

The age of shear zones and consequently the age of deformation of ore veins is not determined directly. Their polystage and long-term development from Upper Permian up to Late Alpine Neogene phases is assumed.

Shear zones are very significant phenomenon for the prognosis of ore deposits in Gemericum.

The present paper was developed in the frame of IGCP Project No. 276.

References

Čillík, I. 1951: Smolník — správa o rudných výskytoch v pásme Mária Snežná — Eugenia. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia slov., 5, 221—245.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. — Monogr. Bratislava, Alfa, 263 s.*

Grecula, P. et al. 1989: Metamorphic Origin of Hydrotermal Ore Fluids of Vein Mineralization in Gemeric Belt, Western Carpathians. *Abstracts 28th International Geological Congress Washington, 584—585.*

Hladík, S. 1957: Záverečná správa a výpočet zásob — siderit, Prakovce. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Hudáček, J. 1973: Záverečná správa a výpočet zásob — Rudňany-sever — VP. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Korpeľ, P. 1980: ZS — Stará Voda — Boromeus, VP-Cu rudy. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Máška, M. 1955: Správa o stave riešenia metodiky vyhľadávania nových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Praha.*

Návesňák, J. 1966: Záverečná správa — Fichtenhübel — Cu, Fe. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Pecho, J. 1963: Nálepkovo — Roztoky Fe, Cu — VP. Správa a výpočet zásob.

Ramsay, J. G. 1980: Shear zone geometry: a review. *J. Struct Geol., 2, 83—100.*

Ramsay, J. G. a Hubert, M. I. 1983: The technigues of modern structural geology. Vol. 1. *Academic Press London, 307 s.*

Ramsay, J. G. a Hubert, M. I. 1987: The technigues of modern structural geology. Vol. 2. *Academic Press London, 393 s.*

Rozložník, L. 1963: The relation between Faults and Foliation in the „shear zone" of the Dobšina Vicinity. *Geol. Práce, Spr., 28. 103—113.*

Rozložník, L. 1989: Problémy veku a zdroja sideritovej formácie Západných Karpát. *Geol. Průzk., 31, 3, 67—72.*

Sasvári, T. 1983: Vplyv tektoniky a litologického prostredia na vývoj slovinsko-gelnických rudných žíl. *In: Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. Bratislava, GÚDŠ, 229 — 234.*

Slavkovský, J. 1973: Vzťah zrudnenia k tektogenéze v oblasti rožňavského rudného rajónu. [Kandidátska dizertačná práca.] *KGaM BF Košice, 136 s.*

Slavkovský, J. 1983: Štruktúrna pozícia Sb-zrudnenia v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria a jeho väzba na tektonický inventár. *In: Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. Bratislava, GÚDŠ, 141—150.*

Strižné zóny a typy deformácií rudných žíl gemerika

Pri prieskume a ťažbe rudných ložísk sa stretávame s rozličnými typmi „porúch", ktoré ložisko buď iba strihli bez posunu, iné jeho jednotlivé časti posunuli na značnú vzdialenosť, alebo ložisko silne znehodnotili. V iných prípadoch majú ložiskové telesá v zlomových zónach a po ich obidvoch stranách veľmi rozdielny smer. Sú oblasti, v ktorých sa rudné telesá zachovali veľmi dobre, inde priebeh žily značkujú iba útržky a šošovky rudy v mylonitovej zóne. Podstatnú časť deformácií rudných telies, ktoré pozorujeme od mikroskopických rozmerov až po regionálnu mierku, spôsobili zlomy, zlomové zóny (úzke, širšie, subparalelne zdvojené) s jasnou diskontinuitou po oboch stranách alebo iba s duktilnou deformáciou, prípadne s deformáciou prechodného, duktilno-krehkého charakteru. Takéto zóny sa označujú ako strižné a ich analýza a zovšeobecnenie poznatkov je predmetom článku. Na význam „strižných zón" v gemeriku upozornil Rozložník (1963, 1989). Vznik žilných ložísk viaže na „strižnú zónu", ktorá sa vyznačuje hlbinným tektonickým štýlom, vyskytuje sa prevažne v horninách staršieho paleozoika a do mladších litostratigrafických jednotiek prechádza len ojedinele. Lenže kritériá na vyčlenenie strižných zón, o ktorých pojednáva naša práca v zmysle Ramsaya (1980) a Ramsaya a Huberta (1987), sú iné.

Typy strižných deformácií rudných žíl

Deformácie v strižných zónach sa najlepšie prejavujú na žilných ložiskách. V mezoskopickej mierke sú najevidentnejšie a priamo pozorovateľné. V regionálnom obraze sa strižné zóny určujú na základe geologických, ložiskových a geofyzikálnych máp, ako aj zónami mylonitizácie. V detailoch, ako aj v regionálnej mierke sú strižné zóny a s nimi späté deformácie krehkého, krehko-duktilného a duktilného typu (v zmysle Ramsaya, 1980; Ramsaya a Huberta, 1987).

Krehké strižné zóny

Vyznačujú sa prítomnosťou zreteľnej diskontinuity (zlomu), resp. súborom paralelných diskontinuít. Žilné teleso na zlome je posunuté, alebo ho strižná zóna segmentuje, pričom jednotlivé časti žíl sú navzájom posúvané (obr. 1). Ak sa vyskytuje jedna diskontinuita, strih žily je obyčajne bez drvenia rudnej výplne. Pri väčšom počte strihov je rudné teleso drvené (tektonická brekcia) a často veľmi silne znehodnotené. Po stranách strihu, resp. strižnej zóny žila zachováva pôvodný smer aj sklon a vo väčšine prípadov sa nedeformuje.

Krehká deformácia žíl sa najčastejšie vyskytuje v homogénnom rigidnom prostredí.

Krehko-duktilné strižné zóny

Od krehkých strižných zón sa odlišujú prítomnosťou tak krehkých, ako aj duktilných deformácií hornín a rudných žíl po oboch stranách diskontinuity. Je to najčastejší typ strižných zón s veľkou rôznorodosťou deformácií. V iniciálnych krehko-duktilných strižných zónach sú veľmi časté spojito a nespojito budinované žily (obr. 1b). Tento jav je typický pre nekompetentné horniny, ale v kompetentnom horninovom prostredí prevláda krehká deformácia s počiatočným štádiom ohybov žily (obr. 1c). Najčastejším typom deformácie je ohyb spojený s budinážou. Budinovanie, resp. vývoj strižných zväzkov (šošoviek) žilnej štruktúry podporuje aj intenzívny vývoj R-strihov (obr. 1d, e). Tento typ strižnej zóny spôsobuje silnú deštrukciu až znehodnotenie rudného telesa. Tzv. intenzívna strižná zóna (obr. 1f) sa vyznačuje veľkou redukciou pôvodného priestoru, mylonitizáciou a iba zvyškami rudnej výplne žily v strižnej zóne s výrazne vyvinutými lineárnymi prvkami. Posun na takejto strižnej zóne je veľmi významný, takže segmenty žíl po stranách strižnej zóny, aj keď sú zdanlivo oproti sebe, nepredstavujú pokračovanie tej istej žily (napr. rozdielna minerálna asociácia), resp. pokračovanie žily za strižnou zónou sa ani nezistí (obr. 1d).

Duktilné strižné zóny

V rudných rajónoch sa duktilné strižné zóny vyskytujú často, ale iba zriedkavo sa dokumentujú. Evidentné sú iba na tenkých, a teda bezvýznamných žilách (obr. 1g, h). Ohybové strižné zóny a s nimi späté deformácie sú však veľmi časté a významné na stratiformných polymetalických ložiskách (napr. polymetalické a sulfidické zrudnenie). Okrem ohybovej deformácie, veľkého sústredenia foliačných plôch a lineárnych prvkov ohybová strižná zóna obyčajne vždy spôsobuje stenčenie (až vyklinutie) rudnej polohy. Ohybové deformácie sú teda významnejším prvkom iba z hľadiska štruktúrnej geológie.

Model strižných deformácií žilných ložísk

Z predchádzajúcich ukážok strižných zón a deformácií

vybraných z veľkého množstva dokumentačného materiálu o ložiskách gemerika môžeme urobiť zovšeobecnenie týchto údajov vo forme modelu (obr. 2).

Genetický model rudných žíl sme opísali už skôr (Grecula, 1982; Grecula et al., 1989). Pri deformačnej analýze vychádzame zo zjednodušenej predstavy, že rudné teleso bolo pôvodne doskovité. Jednoduchý strih s krehkou deformáciou je dôležitým a najčastejším prípadom deformácie žíl (obr. 2c) rozličných mierok. Naopak ohybová deformácia je menej významná, hoci je dosť častá (obr. 2b). Najdôležitejšia je krehko-duktilná deformácia žíl. Najčastejšie sa vyskytujú dva typy deformácií:

1. Deformácia S s okrajovými strihmi (obr. 2d) medzi dvoma vzdialenými okrajovými strihmi, pričom žila je deformovaná iba v blízkosti strihu a podstatná časť žily si zachováva pôvodný smer, sklon a mocnosť.

2. Deformácia L s jedným vnútorným strihom (strižnou zónou) rudného telesa, a to buď iba s náznakmi roztrhnutia žily (obr. 2c) alebo s úplným roztrhnutím žily v strižnej zóne (obr. 2f). Kombináciou oboch typov vznikajú strižné deformácie S—L.

Nie častou, ale veľmi významnou, najmä z hľadiska štruktúrnej geológie, je vrtuľovitá deformácia (obr. 3), ktorá je príkladom zloženého strihu (kombinácia jednoduchých strihov). Vznikla v priestore s veľmi diferencovanými pohybmi v jednotlivých blokoch, a to buď súčasnými pohybmi alebo ako výsledok polyfázového vývoja strižnej zóny. Takýto typ deformácií, aj keď nie je úplný, sa vyskytuje na žilách v južnej časti gemerika v blízkosti rožňavskej zóny diskontinuity (žila Fortuna s okrajovými žilami, žila Daniel). Ohybové deformácie žíl sú často opisované ako primárny tvar mineralizovanej štruktúry.

Strižné zóny regionálnej mierky

Žilné ložiská gemerika majú generálne oblúkovitý priebeh, podobne ako litologické a príkrovové jednotky. Oblúkovitý tvar je však iba zdanlivo súvislou ohybovou deformáciou vytvorenou súborom rozlične orientovaných zlomových (strižných) zón, v ktorých sú žilné telesá (ako aj ostatné fenomény) deformované a rozličnou intenzitou transponované do smeru strižných zón. V každom rudnom rajóne sú strižné zóny najvýznamnejším porudným tektonickým elementom. Na základe mezoskopických údajov a z geologických, ložiskových a tektonických máp vychodí, že strižné zóny a ich deformačný účinok na rudné žily sú evidentné a doložiteľné aj deformačnou analýzou s možnosťou stanovenia zmyslu a veľkosti pohybu.

Na viacerých žilných ložiskách pozorujeme komplexné strižné zóny. Zvýrazňujú opakovateľnosť (polyfázovosť) pohybov na strižných zónach, a teda aj ich relatívne dlhodobú aktivitu. Prejavuje sa to viacerými lineáciami, ale najmä prítomnosťou dobre vyčleniteľných interných strižných zón, ktoré sú vzhľadom na hostiteľskú strižnú zónu staršie alebo mladšie a nachádzajú sa v nej buď na okraji alebo v strede a pod. Interné strižné zóny sa často prejavujú rozdielnou deformáciou žily (alebo litologickej jednotky) vo forme strižných zväzkov, resp. strižného zošošovkovatenia (shear bands), a to v najviac redukovanej časti strižnej zóny s postupným prechodom do subparalelných vytiahnutých šošoviek žíl (obr. 4a, b). Interné strižné zóny sú typické aj vývojom duplexov (obr. 4b). Mladšia strižná zóna sa zase vyznačuje intenzívnejšou redukciou, ultramylonitizáciou alebo silnou kataklázou, deformovanými a rozvlečenými ohybovými štruktúrami (obr. 4c, d). Je to výsledok intenzívnejších pohybov, ktoré mladšie strižné zóny vytvorili. Mladšie strižné zóny v rámci komplexnej (zloženej) strižnej zóny sú evidentnejšie a z ložiskového hľadiska veľmi významné.

Podľa vnútornej stavby a typov deformácií v zložených strižných zónach usudzujeme, že väčšina zložených strižných zón má polyfázový asynchrónny charakter. Umiestnenie mladšej strižnej zóny v staršej je rozdielne, niekedy sú to iba zvyšky starej strižnej zóny v mladšej zóne (napr. s duplexami či strižnými zväzkami — obr. 4b), inokedy prevládajúci typ deformácie určuje staršia strižná zóna, ktorá sa obyčajne vyznačuje väčšou redukciou komplexov a väčšou intenzitou pohybu aj opačného zmyslu (obr. 4c, d). Z uvedených pozorovaní vychodí polyfázovosť a dlhodobosť strižných zón. Keďže nemáme geochronologické údaje zo strižných zón o veku vzniku strižných zón, usudzujeme iba z geologickej pozície (obr. 8). V regionálnej mierke sa strižné zóny prejavujú najmä na geologicko-ložiskových a tektonických mapách, ale aj na ložiskových rezoch (obr. 5).

Niektoré rudné rajóny gemerika sú charakteristické prítomnosťou tzv. priečnych žíl. Časť týchto žíl, ktorá má iné minerálne zloženie ako ostatné žily, leží v strižných zónach a sprevádza ich veľké množstvo tenkých žiliek paralelných s hlavnou priečnou žilou, resp. vyskytujúcich sa na strihoch R. Takéto žily veľmi pravdepodobne vznikli počas vývoja strižnej zóny (napr. Kalcitová žila v Rudňanoch).

Priečne žily rovnakého minerálneho zloženia ako ostatné žily však nevznikli v procese vývoja strižných zón. Mladšími strižnými zónami boli tieto žily spolu s horninovými jednotkami transponované do smeru strižných zón. Žily v strižnej zóne sú silne deštruované, šošovkovité a nachádzajú sa v mylonitizovaných horninách. Modelové riešenie vzájomného vzťahu žilných štruktúr jedného rudného rajónu (Čierna hora) je na obr. 6a, b. Postupným zužovaním (skracovaním) a zároveň rozťahovaním pôvodnej tektonickej dosky medzi dvomi strihmi sa vytvoril súbor tenkých tektolitónov s intenzívnejšími pohybmi ako okolie. Vytvorila sa strižná zóna so silnou redukciou horninových komplexov a žíl s postupným premiestnením litologických a žilných štruktúr do smeru strižnej zóny v zmysle ľavostranného pohybu. Takýmto vývojom strižnej zóny možno vysvetliť tzv. priečne žily v rudných rajónoch. Intenzita zúženia a zároveň predĺženia pôvodnej šírky strižnej zóny je veľmi rozdielna, preto aj smerova odchýlka tzv. priečnych žíl od pôvodného priebehu rudných žíl je veľmi rozdielna. Vo všetkých prípadoch tzv. priečne žily, t. j. žily transponované do strižných zón, sú z hľadiska ich využitia (ťažby) bezvýznamné.

V prípadoch, keď sa križujú viaceré strižné zóny regionálnej mierky, priebeh pôvodne paralelných žíl sa smerovo mení, takže stanoviť priebeh a ďalšie pokračovanie žilných štruktúr v miestach križovania strižných zón je veľmi zložité (obr. 7, 8).

Vo veľmi zúžených strižných zónach je niekedy aj veľká kondenzácia rudných žíl do veľmi úzkeho priestoru (obr. 9), sprevádzaná veľkým horizontálnym posunom. Sťa-

žuje to paralelizáciu žíl po stranách strižnej zóny, pričom v strižnej zóne sú väčšinou iba stopy po žilách.

Oblúkový priebeh žíl rozdielne interpretujú Sasvári (1983), Slavkovský (1983) a Rozložník (1989), ktorí nepredpokladajú následnú deformáciu a ohyby žilných štruktúr. Ohybové štruktúry považujú za predmineralizačný jav.

Na príklade rudného rajónu Bindt — Ráztoka (obr. 9) možno usudzovať o aktivite na tejto strižnej zóne. Keďže oddeľuje komplexy mezozoika a paleogénu od hornín paleozoika, usudzujeme, že posledné tektonické usporiadanie žíl v gemeriku siaha do neogénu. Začiatok procesu tektonického rozmiestnenia žíl sideritovo-sulfidickej a antimonitovej mineralizácie zatiaľ nemôžeme stanoviť, pretože chýbajú rádiometrické údaje o veku vývoja strižných zón. Je veľmi pravdepodobné, že regionálne strižné zóny začali vznikať už v poslednom období variského orogénu. Polyfázový a dlhodobý vývoj strižných zón gemerika so všetkými fenoménmi, ktoré strižné zóny, najmä však horizontálne posuny, sprevádzajú (medzihorské depresie ako pull-apart bazény, palmové štruktúry a pod.), je z predkladanej dokumentácie evidentný a treba ho predpokladať pre celé Západné Karpaty.

Rudné žily v zónach príkrovového nasunutia

Pre gemerikum je typická príkrovová stavba (Grecula, 1973). Erozívny zrez odkryl v západnej a východnej časti gemerika až spodnejšie časti príkrovových telies, kým stredná časť gemerika obsahuje najkompletnejšie zachované príkrovy. Násunové plochy príkrovov, ako jeden z typov strižných zón, sprevádzajú široké mylonitové zóny (vo vrchných častiach príkrovových jednotiek vznikli kataklazity, obr. 10). Mylonitové zóny sú najširšie v plocho ležiacej časti príkrovovej plochy, ako aj bližšie ku koreňovej zóne. Preto vo východnej a najzápadnejšej časti gemerika na povrchu sú rozsiahle zóny mylonitov. Stredná časť gemerika je podstatne menej mylonitizovaná.

Keďže rudné žily vznikli pred formovaním príkrovov, sú príkrovovými plochami a s nimi spätou mylonitizáciou a kataklázou deštruované až úplne tektonicky znehodnotené. Z toho dôvodu sa v spomenutých územiach nezachovali významnejšie žilné ložiská rúd, iba šošovky a stopy po žilách. Plochy príkrovového nasunutia — ako typ strižných zón — sú dôležitým kritériom (v negatívnom význame) pri posudzovaní prognóz žilných ložísk.

Záver

V regionálnom tektonickom obraze gemerika strižné zóny sú dominujúcim tektonickým prvkom, ktoré určujú terajšie rozloženie litologických, tektonických a ložiskových štruktúr.

Rudné žily sú strižnými zónami deformované a deštruované. Prevláda krehko-duktilná deformácia. Charakteristickou črtou je, že rudné žily (ako aj litologické a príkrovové jednotky) sú transponované do smeru strižných zón, alebo sú kulisovite poposúvané. Priebeh dvoch smerov strižných zón (SZ—JV s pravým posunom a SV—JZ s ľavým posunom) podmienil aj tzv. oblúkovitý priebeh rudných žíl, ktorý je teda sekundárny.

Strižné zóny nepodmienili vznik rudných fluíd a tvorbu rudných žíl, ale sú mladšie ako rudné žily. Iba nepatrný počet žíl s kalcitovou resp. kremeňovou výplňou, ktorých minerálne asociácie sa výrazne odlišujú od ostatných rudných žíl, mohol vzniknúť počas vývoja strižných zón. Iným typom mineralizácie geneticky spätej so strižnými zónami (napr. Au) sa v tomto článku nezaoberáme.

Strižné zóny ako mladší fenomén presekávajú nielen rudné žily, ale aj násunové plochy príkrovov. Keďže formovanie príkrovov je mladšie ako rudné žily, tektonické porušenie žíl sa zvyšuje aj príkrovovými násunmi. Deštrukcia žíl je najvýraznejšia v horizontálnych (subhorizontálnych) častiach násunov a v oblasti koreňovej zóny príkrovov.

Vek strižných zón, a teda aj vek deformácie rudných žíl, nie je priamo stanovený. Predpokladá sa ich polyfázový a dlhodobý vývoj od vrchného permu až do mladoalpínskych neogénnych fáz.

Strižné zóny sú veľmi významným fenoménom pri prognózovaní rudných ložísk gemerika.

Mineralia slovaca, 22 (1990), 123—130

Geofyzikálna detekcia a interpretácia strižných zón Spišsko-gemerského rudohoria

ĽUDOVÍT KUCHARIČ, ANDREJ STEINER, JÁN MIKUŠKA

Geofyzika, š. p., závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

(Doručené 20. 6. 1989)

Geophysical detection and interpretation of the shear zones of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

On the basis of regional and profile geophysical measurements (gravimetry, magnetometry, self-potential method, induced polarization, rezistivity methods in the sounding and profile modification, field gamma-ray spectrometry) the geophysical reflection of the basic types of shear zones (overthrust fault, nappe, dip-slip fault, strike-slip fault) is presented. Geophysical indications have direct or undirect character and the individual cases are demonstrated.

The considerable differences in geophysical properties of rocks helped us to define left-handed transgemeric strike-slip fault system running diagonally through the region of the Spišsko-gemerské rudohorie ore Mts. (SGR). The bottom-boundary of the gemeric granite, placed in 3 800 m under sea-level and determined by gravimetry, represents in fact the sizable low-angle thrust along which this granite has been displaced on the fundament. The location of zones of graphitic-sericitic phyllites is futher contribution of the geophysical methods and their interpretation. These are possible to follow across the whole area (lenght over 50 km) and they are interpreted as nappe boundaries. The possibilities of detection of dip-slip faults are documented on further examples not only in profile but also in areal form. The meaning of structures for solution of questions related to prognosis of raw material and tectonic style of the territory is stressed.

Úvod

Zóny obsahujúce drvené horniny, ktoré sú produktom dynamickej činnosti vo vrchných častiach zemskej kôry spôsobujúcej generovanie strižných zón, sa svojimi fyzikálnymi parametrami väčšinou podstatne líšia od hornín, ktoré táto činnosť vôbec nepostihla, alebo postihla menej. Z toho a priori vyplýva predpoklad, že takéto oblasti možno spoľahlivo detekovať bežnými geofyzikálnymi metódami. Z teoretického aspektu patrí vyhľadávanie strižných zón k najjednoduchším interpretačným problémom aplikovanej geofyziky.

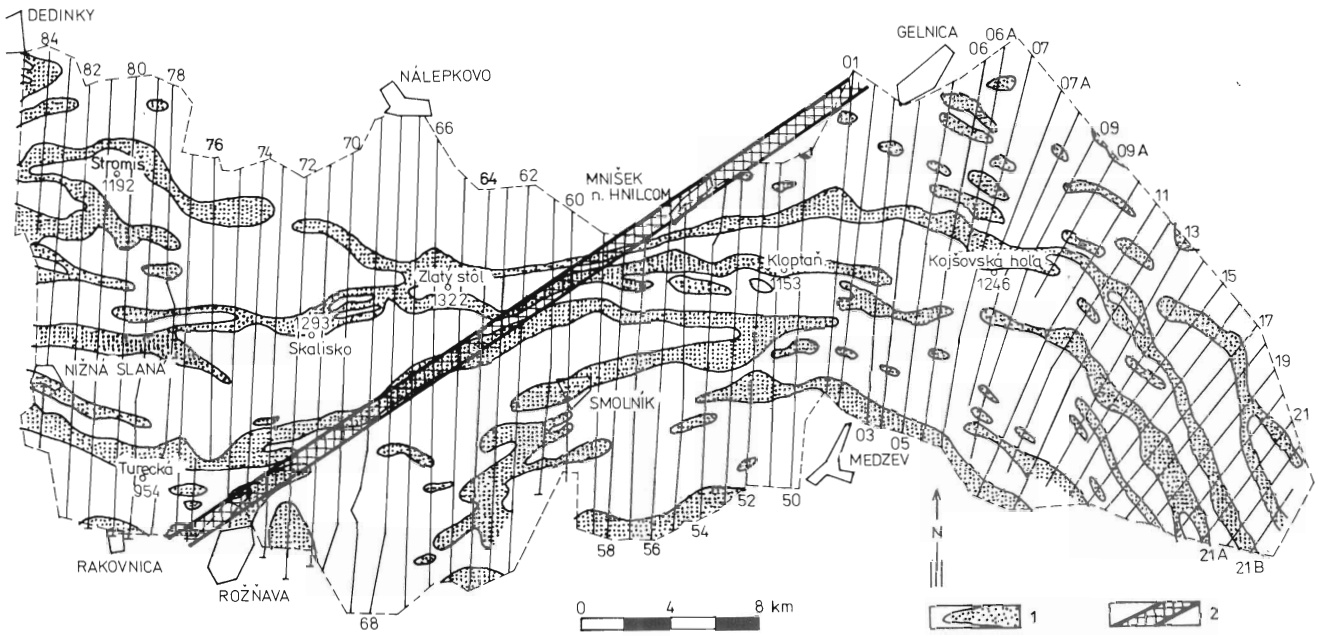
V našom príspevku sa zaoberáme problematikou detekcie a interpretácie strižných zón metódami, ktoré používame pri regionálnych i detailných výskumných a prieskumných prácach v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria: Je to gravimetria, magnetometria, terénna gamaspektrometria a geoelektrické metódy — odporové metódy v sondážnej a profilovej modifikácii, metóda indukovanej polarizácie (IP) a spontánnej polarizácie (SP). Všetky detekované objekty sa overovali terénnou geologicko-geofyzikálnou verifikáciou.

Charakteristika problému

Predmetnú problematiku môžeme rozdeliť na dve skupiny:

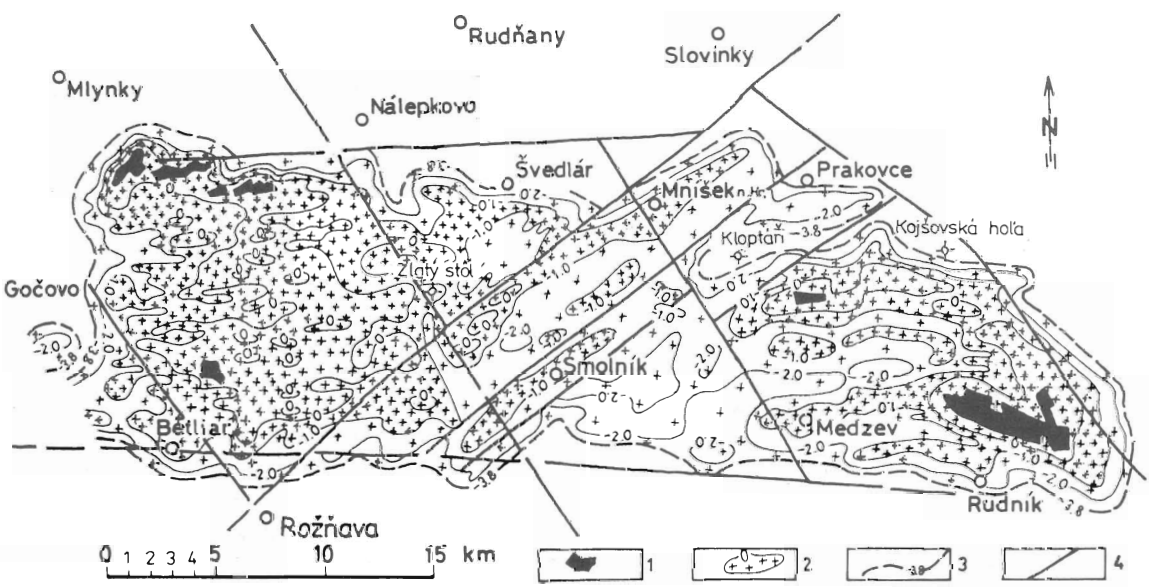
1. Do prvej zaraďujeme prípady, keď detekujeme priamo tektonicky drvenú zónu (napr. odporovými metódami alebo gravimetriou). Z fyzikálneho hľadiska sú takéto objekty najjednoduchšie. V takých prípadoch (zvlášť ak ide o merania na malých plochách alebo samostatných profiloch) nie sme vždy schopní podať základnú klasifikáciu drvenej zóny (t. j. prešmyk, resp. príkrov, pokles, horizontálny posun), ale typ štruktúry interpretujeme na základe doterajších geologických poznatkov z daného územia.

2. Do druhej skupiny zaraďujeme indikácie, pri ktorých vyslovene na základe fyzikálnych interpretačných predpokladov môžeme jednotlivé strižné zóny kategorizovať, čím vlastne určujeme charakter pohybu blokov (vertikálny, resp. horizontálny). V takých prípadoch priama detekcia príkrovovo-prešmykovej, resp. zlomovej hranice nemusí byť nutnou podmienkou, pretože vychádzame z nepriamych príznakov (strata korelácie sledovanej inhomogenity na susedných profiloch a pod.). Pretože väčšina nepriamych geofyzikálnych príznakov vychádza z geologických zákonitostí stavby toho-ktorého územia, ani v tomto prípade sa nemôže vynechať geologická informácia. Napríklad niektoré susedné horninové komplexy majú také rozdielne fyzikálne vlastnosti, že by sme medzi nimi mohli predpokladať strižnú zónu, pritom často ide len o prirodzenú litostratigrafickú sekvenciu v príslušnej oblasti. Pri určovaní amplitúdy vertikálneho pohybu blokov využívame kvantitatívne inter-



Obr 1. Schematická mapa oblastí so zvýšenou indukovanou polarizáciou (Kucharič in Šefara et al., 1987). 1 — oblasť s hodnotou koeficienta zdanlivej polarizácie $\eta_a > 4$ % (A90M20N90B), 2 — interpretovaný horizontálny posun transgemerického zlomového pásma.

Fig. 1. Schematic map of areas with increased polarization (Kucharič in Šefara et al., 1987). 1 — area with value of apparent polarizability $\eta_a > 4$ % (A90M20N90B), 2 — transgemeric strike-slip fault system interpreted.

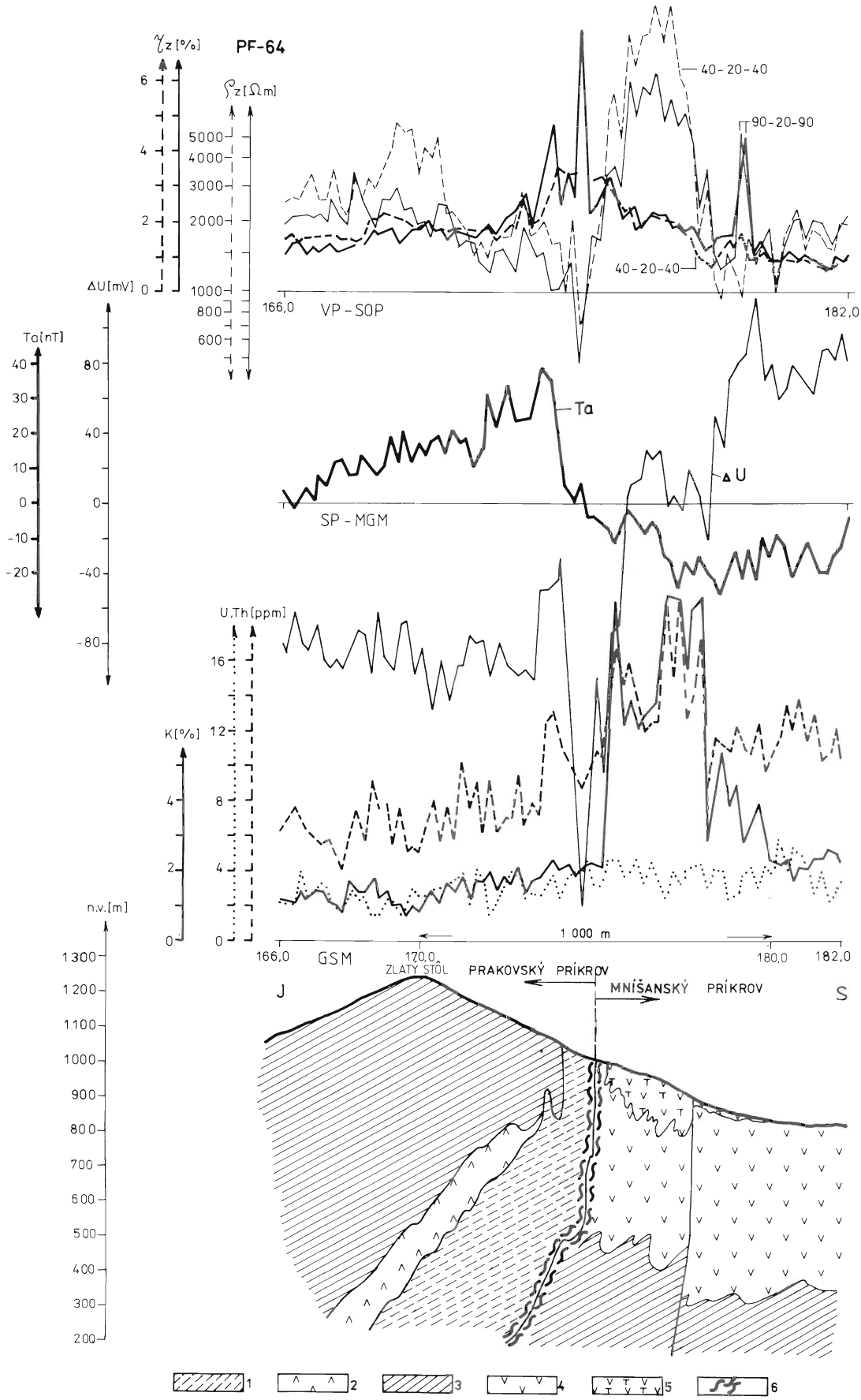


Obr. 2. Mapa hĺbok granitu (Mikuška in Šefara et al., 1987). 1 — východy granitu, 2 — približné ohraničenie a nadmorská výška horného okraja granitu, 3 — hĺbka spodného okraja granitu, 4 — strižné zlomy.

Fig. 2. Map of depth of granite (Mikuška in Šefara et al., 1987). 1 — outcrops of granite, 2 — top limitation of granite (a. s. l.), 3 — bottom limitation of granite (a. s. l.), 4 — shear faults.

Obr. 3. Geofyzikálna indikácia príkrovovej hranice na profile 64 (Kucharič, 1986). 1 — grafiticko-sericitické fylity, 2 — báziká spodného vulkanického komplexu, 3 — chloriticko-sericitické fylity, 4 — porfyroidy, 5 — K-trachyt, 6 — hranica príkrovu.

Fig. 3. Geophysical indication of nappe-boundary on the profile 64 (Kucharič, 1986). 1 — graphitic-sericitic phyllites, 2 — basic rocks of lower variegated volcanic complex, 3 — chloritic-sericitic phyllites, 4 — porphyroides, 5 — K-trachyte, 6 — nappe-boundary.


PF-64
γz [%]
ρz [Ωm]
40-20-40
90-20-90
40-20-40
166,0
VP - SOP
182,0
ΔU [mV]
Ta [nT]
Ta
ΔU
SP - MGM
U,Th [ppm]
K [%]
n.v. [m]
1 000 m
166,0
GSM
170,0
ZLATÝ STÔL
180,0
182,0
PRAKOVSKÝ PRÍKROV
MNÍŠANSKÝ PRÍKROV
J
S
1
2
3
4
5
6

pretačné výstupy hlavne z gravimetrie, magnetometrie a čiastočne z vertikálnej elektrickej sondáže.

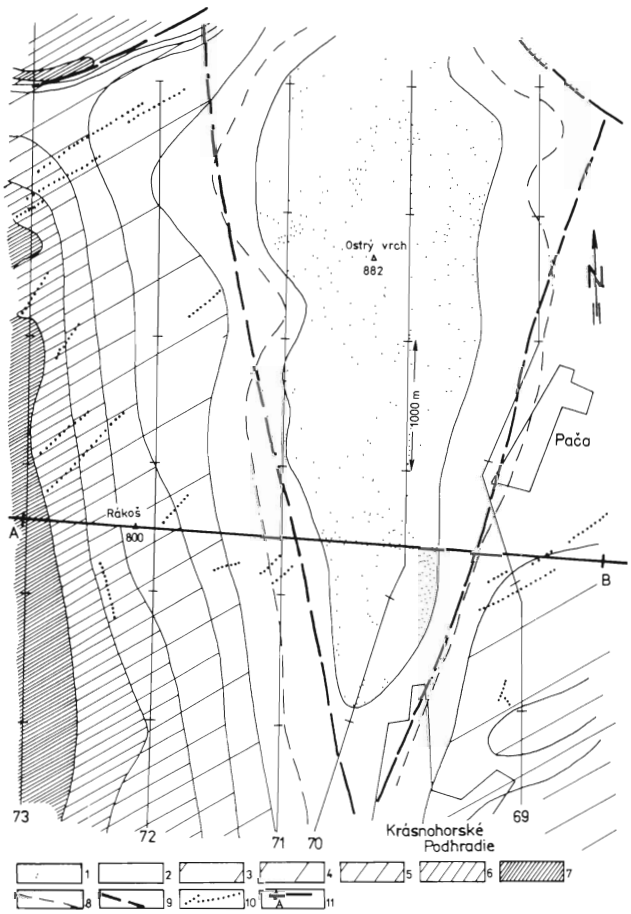
Vyčleňovanie strižných zón je vo všeobecnosti problematickejšie v starších (variských) a jednoznačnejšie v mladších (alpínskych) zónach. Kým pri mladších zónach je ich detekcia vďaka výraznosti takmer jednoznačná a pri jej interpretácii vystačíme s geofyzikálnymi kritériami, pri starších zónach treba opäť pracovať s geologickou informáciou.

Diskusia

V nasledujúcich príkladoch sa zaoberáme skupinou uvedenou v bode 2. Zistené údaje predkladáme ako profilové krivky alebo anomálne polia. Snažili sme sa najskôr urobiť fyzikálnu interpretáciu, ktorú sme potom porovnávali s koncepciou litostratigrafickej stavby (Grecula, 1982). Táto koncepcia je v mnohých prípadoch v súlade s fyzikálnou interpretáciou, pri detekcii viacerými metódami možno anomálny objekt logicky vysvetliť.

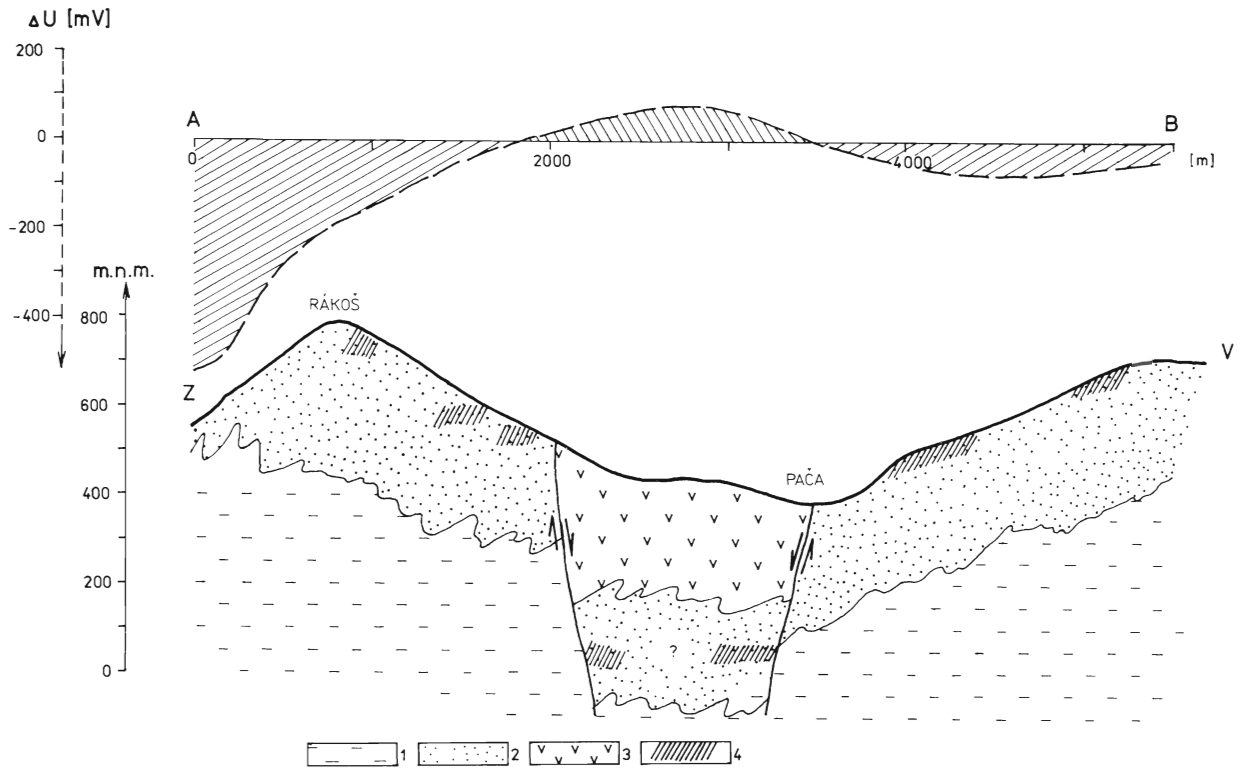
Obr. 1 ukazuje priebeh anomálií indukovanej polarizácie (IP) s hodnotami väčšími ako 4 % (Kucharič in Šefara et al., 1987). Podľa terénnej geologicko-geofyzikálnej verifikácie anomálne polia spôsobili polohy grafiticko-sericitických fylitov betliarskeho súvrstvia (Grecula a Kucharski, 1981; Grecula a Kucharič et al., 1985). Anomálne účinky týchto hornín môžeme sledovať v celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria v dĺžke niekoľko desiatok kilometrov. Je preto logické, že takto sledovateľný a korelovateľný horninový komplex považujeme za jeden zo základných stavebných prvkov regiónu. Pri detailnejšom analyzovaní zistených štruktúr možno pozorovať (bez ohľadu na geologické predpoklady) v úseku medzi Rožňavou a Mníškom nad Hnilcom stočenie anomálnych polí do jz. smeru, ktoré po posune o niekoľko km ďalej pokračujú opäť v ekvatoriálnom smere. V mieste styku štruktúr sa dá teda predpokladať tektonická zóna, ktorú interpretujeme ako sinistrálny horizontálny posun. Takto sa geofyzikálne prejavuje transgemerické zlomové pásmo, ktoré na základe geologických príznakov vymedzil už Grecula (1982). Signifikantnosť tejto štruktúry potvrdzuje aj mapa reliéfu gemerického granitu (obr. 2) získaná z podrobných profilových tiažových meraní (Mikuška in Šefara et al., 1987). Tu možno opäť pozorovať, že v podstate ekvatoriálny priebeh morfológie granitoidného telesa sa v území Mníšek n/H.—Prakovce—Smolník—Rožňava zmenil do smeru SV—JZ. Okrem toho sú v mape znázornené ďalšie zlomové štruktúry, pozdĺž ktorých poklesli jednotlivé bloky. To znamená, že uvedené štruktúry môžeme klasifikovať ako strižné, poklesového charakteru. Ak si uvedomíme, že interpretovaná hĺbka spodného okraja granitového telesa je 3 800 m pod hladinou mora, potom celú plochu pod granitovým telesom v tejto hĺbke môžeme v určitej aproximácii považovať za strižnú zónu príkrovového charakteru, pozdĺž ktorej bolo granitové teleso presunuté z juhu rožňavskej zóny diskontinuity na fundament (zdôrazňujeme, že jeho amputácia v hĺbke 3 800 m bola nutná kvôli dosiahnutiu zhody nameranej a vypočítanej krivky.

Ak naše doteraz čisto geofyzikálne úvahy skonfrontujeme s názorom na litostratigrafickú stavbu územia vyššie uvedeného autora, dochádzame k záveru, že vymedzené anomálne oblasti IP odrážajú bazálne členy litostratigrafickej sekvencie regiónu a ich severný okraj predstavuje, vo veľkej



Obr. 4. Výrez z mapy spontánnej polarizácie (Kucharič, 1984). Oblasti s hodnotami poľa SP: 1 — >100 mV, 2 — 50 — (−50) mV, 3 — (−50) — (−100) mV, 4 — (−100) — (−200) mV, 5 — (−200) — (−300) mV, 6 — (−300) — (−500) mV, 7 — >−500 mV, 8 — nulová izočiara, 9 — interpretované tektonické zóny, 10 — kremeňovo-sideritové žily, 11 — línia rezu.

Fig. 4. Part of map of self-potential method (Kucharič, 1984). Areas with value of natural electric field: 1 —>100 mV, 2 — 50 — (−50) mV, 3 — (−50) — (−100) mV, 4 — (−100) — (−200) mV, 5 — (−200) — (−300) mV, 6 — (−300) — (−500) mV, 7 −>−500 mV, 8 — zero isoline, 9 — tectonical faults interpreted, 10 — quartz-siderite veins, 11 — line of section.



Obr. 5. Geologicko-geofyzikálna interpretácia pozdĺž rezu A—B. 1 — grafiticko-sericitické fylity vcelku, 2 — metapsamity vcelku, 3 — porfyroidy vcelku, 4 — schéma priebehu rudných žíl.

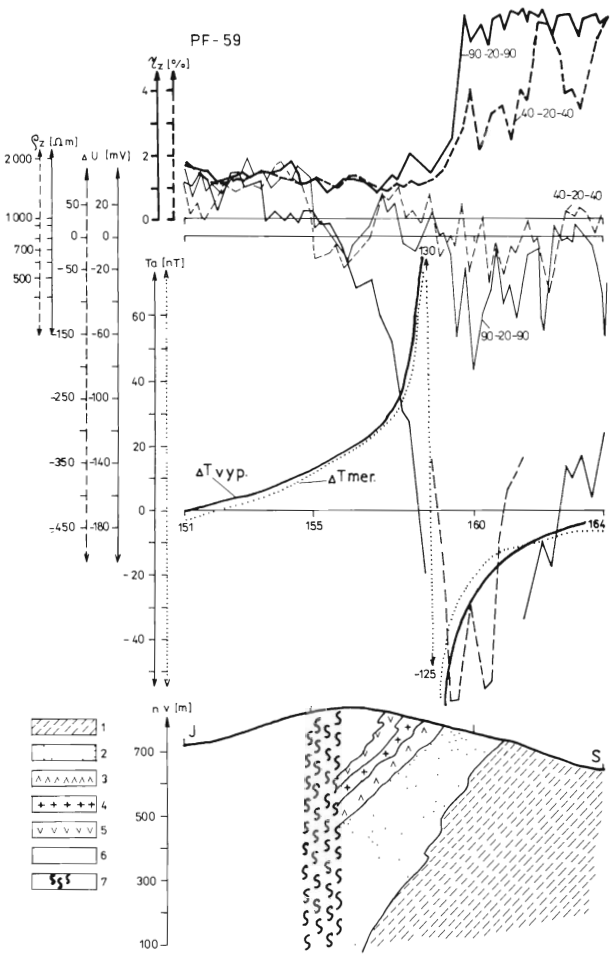
Fig. 5. Geological-geophysical interpretation along cross section A—B. 1 — graphitic-sericitic phyllites, 2 — metapsammites, 3 — porphyroides, 4 — sketch of ore veins course.

väčšine prípadov, príkrovovú hranicu susedných štruktúrno-tektonických jednotiek (obr. 3).

Fyzikálna odlišnosť geofyzikálnych polí zodpovedá rôznej litologickej náplni dvoch príkrovových jednotiek (prakovská a mníšanská). Sklon príkrovovej hranice je odvodený z kvantitatívnej interpretácie nevýraznej magnetickej anomálie. Vyvolali ho bázické členy spodného vulkanického komplexu za predpokladu jeho určitej konformity so spodnejším súvrstvím čiernych fylitov. Na uvedenej hranici sa mení aj celkový charakter poľa magnetickej indukcie a výraznú zmenu v danom mieste vykazuje tiež prirodzené elektrické pole (zmena polarity SP).

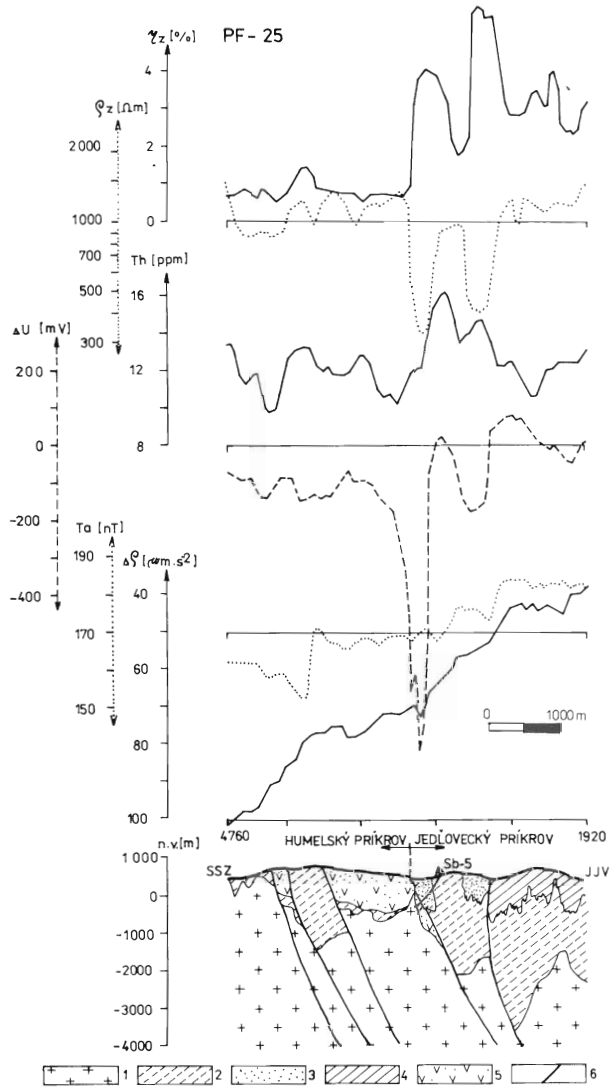
Ďalší výskyt strižnej zóny interpretovanej len na základe zmeny poľa spontánnej polarizácie (SP) znázorňuje obr. 4 a 5. Na obr. 4 je výrez z mapy izolínií prirodzeného elektrického poľa z okolia Pače (Kucharič, 1984). Je zrejmé, že rudné žily sa vyskytujú iba v tých oblastiach, kde sme zistili záporný potenciál. Oblasť kladného poľa sme od záporného oddelili líniami sledujúcimi približne nulovú izočiaru. Ak urobíme rez predmetným územím (línia A—B), dostávame výsledok znázornený na obr. 5. Kladné pole uprostred línie rezu predpokladá pokles polarizovateľného prostredia smerom do hĺbky. Sklon zlomov je odvodený na základe teoretických úvah, matematického modelovania a praktických skúseností podľa mnohých autorov (Semenov, 1978; Telford et al., 1980; Babu a Rao, 1988). Ide teda o názorný prípad strižných zlomov poklesového charakteru. Aj v tomto prípade, ak geofyzikálnu úvahu doplníme koncepciou litostratigrafickej stavby oblasti, dochádzame k logickému súladu geologických a geofyzikálnych interpretačných predpokladov. Takýto spôsob interpretácie je opodstatnený aj pri vyhľadávaní skrytých ložiskových akumulácií v tejto časti oblasti.

Na obr. 6 dokumentujeme opäť strižnú zónu poklesového charakteru, ale detekujeme ju prostredníctvom iných geofyzikálnych metód. Nosnú informáciu získavame kvantitatívnou interpretáciou magnetometrie. Aby sme dosiahli maximálne možný súlad medzi nameranou a vypočítanou krivkou vektora magnetickej indukcie, museli sme anomálne magnetické teleso (amfibolit) v južnej časti profilu amputovať a posunúť o niekoľko stoviek metrov hlbšie, vlastne až mimo indikačného dosahu magnetometrie (pri daných vstupných modelovacích údajoch). Takúto úvahu podporuje aj široká zlomová zóna čitateľná na odporovej krivke (ϱ_z). Mocnosť tektonickej zóny nie je pravá, pretože profil (S—J) a zlom zvierajú



Obr 6. Geofyzikálny prejav strižnej zóny poklesového charakteru na profile 59 (Kucharič, 1986). 1 — psamitické grafiticko-sericitické fylity, 2 — pelitické grafiticko-sericitické fylity, 3 — amfibolit, 4 — alaskit, 5 — porfyroid, 6 — chloriticko-sericitické fylity, 7 — strižná zóna.

Fig. 6. Reflex of dip-slip fault in geophysical fields of the profile 59 (Kucharič, 1986). 1 — psammitic graphitic-sericitic phyllites, 2 — pellitic graphitic-sericitic phyllites, 3 — amfibolite, 4 — alaskite, 5 — porphyroide, 6 — chloritic-sericitic phyllites, 7 — shear zone.



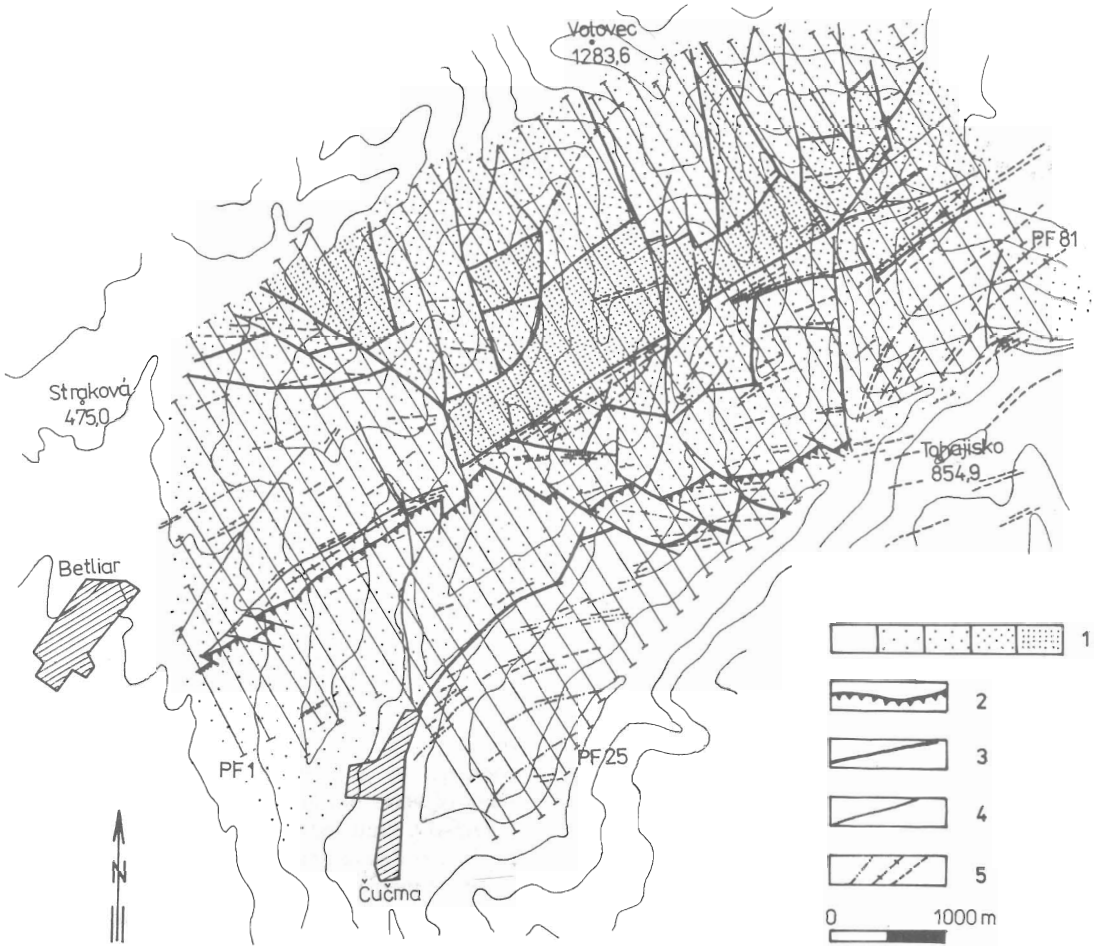
Obr 7 Prešmykovo-poklesová stavba granitového telesa v oblasti Čučmy (Mikuška a Steiner et al., 1987). 1 — granit, 2 — psamitické grafiticko-sericitické fylity, 3 — pelitické grafiticko-sericitické fylity, 4 — flyš nečlenený, 5 — zelené očkaté metapelity, 6 — zlomy.

Fig. 7 Tectonic pattern of granite body in the area of Čučma (Mikuška and Steiner et al., 1987). 1 — granite, 2 — psammitic graphitic-sericitic phyllites, 3 — pellitic graphitic-sericitic phyllites, 4 — flysch, 5 — green metapellites, 6 — faults.

veľmi ostrý uhol. Zlomy takého a podobného smeru patria v danom území k najmladším a sú vlastne najčerstvejším, alpínskym deformátorom už sformovaného variského fundamentu.

Ďalšie geofyzikálne indikácie širšieho okolia už skôr spomenutého, transgemerického zlomového pásma sme získali pri detailnom prieskume a vyhľadávaní Sb zrudnenia v okolí Čučmy (Steiner et al., 1987). Granitové teleso sme na bloky rozdelili hlavne na základe výsledkov profilových gravimetrických meraní a metódy vertikálnej elektrickej sondáže. Pri konštrukcii rezu naprieč územím (obr. 7) však vhodné doplňujúce údaje poskytli aj ostatné metódy použitého geofyzikálneho komplexu. V danom prípade je dôležité aj zistenie, že príspevok získavame aj povrchovou metódou — terénnou gamaspektrometriou.

Zhrnutím poznatkov z interpretácie jednotlivých profilov v detailnejšej mierke možno zostaviť plošnú štruktúrno-blokovú schému, ktorá ukáže umiestnenie zlomov strižného charakteru, ale aj smer vertikálneho pohybu jednotlivých vyčlenených štruktúrno-tektonických blokov. Takýto interpretovaný plošný obraz z oblasti na JV od východu betliarskeho granitu na povrch je znázornený na obr. 8. V podobe, ako ho predkladáme, bol jedným zo



Obr. 8. Štruktúrno-tektonická schéma v oblasti Čučmy (Steiner et al., 1987). 1 — výšková úroveň bloku (od najnižšej po najvyššiu), 2 — prešmyky, 3 — významné zlomy oddeľujúce jednotlivé bloky, 4 — ostatné zlomy, 5 — rudné žily: kremeňovo-sideritové ± sulfidy, kremeňovo-antimonitové, kremeňové.

Fig. 8. Structural-tectonic scheme in the area of Čučma (Steiner et al., 1987). 1 — altitudinal level of blocks (from the lowest to the highest), 2 — overthrusts, 3 — significant faults, 4 — other faults, 5 — ore veins (quartz — siderite ± sulphides, quartz-antimonite, quartz).

základných vstupných údajov na prognózovanie výskytu Sb mineralizácie (Steiner et al., 1987).

Záver

Predložené ukážky geofyzikálnej detekcie strižných zón nie sú, pochopiteľne, vyčerpávajúcim prehľadom možností použitého geofyzikálneho komplexu. Našou snahou bolo podať geofyzikálny obraz základných typov strižných zón (prešmyk, resp. príkrov, pokles, horizontálny posun). Je zrejmé, že v tektonicky exponovanom rajóne Spišsko-gemerského rudohoria sa nachádza značné množstvo strižných zón rôznych typov a mierok. Snažili sme sa poskytnúť informácie hlavne v makro-, za výhodných podmienok aj v mezookrsku. Napriek tomu, že do komplexu metód sme nezahrnuli základnú štruktúrnu metódu — seizmické meranie, na základe charakteristických anomálií v jednotlivých metódach alebo skupinách metód môžeme detekovať strižné zóny v horizontálnom rozsahu desiatok metrov až desiatok kilometrov a vo vertikálnom dosahu desiatok metrov až prvých kilometrov. Výrazné deformácie fyzikálnych polí umožňujú dobrú sledovateľnosť strižných zón a zvyšujú význam príspevku geofyziky ku geologickej syntéze územia. Získané výsledky sú jedným zo základných materiálov na komplexné hodnotenie územia Spišsko-gemerského rudohoria z hľadiska výskytu nerastných surovín.

Literatúra

Babu, H. V. B. a Rao, D. A. 1988: A rapid graphical method for the interpretation of the self-potential anomaly over two dimensional inclined sheet of finite depth extent. *Geophysics, 53, 8.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. — Monogr., Bratislava, Alfa, 263 s.*

Grecula, P. a Kucharski, R. et al. 1981: Záverečná správa z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie východnej časti SGR. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Grecula, P., Kucharič, Ľ. et al. 1985: Čiastková záverečná správa z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie centrálnej časti SGR. *Manuskript — Geofond Bratislava, 292 s.*

Kucharič, Ľ. 1984: Rozbor preskúmanosti a načrtnutia možností detekcie rudných akumulácií geofyzikálnymi metódami v staršom paleozoiku SGR. *[Práca k ašpirantskému minimu.] Manuskript — PF UK Bratislava, 48 s.*

Kucharič, Ľ. 1986: Odraz geologických fenoménov centrálnej časti SGR v geofyzikálnych poliach. *[Kandidátska diz. práca.] Manuskript — PF UK Bratislava, 116 s.*

Semenov, A. S. 1968: Elektrorazvedka metodom jestestvennogo električeskogo poľa. *Leningrad, Nedra, 379 s.*

Steiner, A., Géczy, J., Mikuška, J. a Jančí, J. 1987: Čučma Sb, Au, Sn. [Záverečná správa, geofyzikálna časť.] *Manuskript — Geofond Bratislava, 54 s.*

Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk. Geofyzikálne interpretácie. *Manuskript — archív Geofyzika Bratislava.*

Telford., W. M. et al. 1980: Applied Geophysics. *Cambridge University Press, 490 s.*

Geophysical detection and interpretation of the shear zones of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Crushing of rocks within shear zones causes a considerable change in their physical properties in general. This fact renders possible utilization of geophysical methods for detection of shear zones. The paper deals with results of complex of geophysical methods which consists of gravimetry, geomagnetic, selfpotential method, induced polarization, rezistivity methods in the sounding and profile modification and field gamma-ray spectrometry.

The solution of the problem is devided into two groups.

1. The direct manner of detection of shear zone — we can determine location of fault but not in every case its type.

2. The direct or undirect manner of detection — we can define a category of zones. Therefore undirect symptons are derived from geological knowledge, this information must not be omitted.

The detection of older shear zones (variscan age) is more ambiguous than the younger ones (Alpine age). Quantitative output from gravimetry geomagnetic and partly vertical electrical sounding has been utilized only.

The anomalies of induced polarization caused by black phyllites are presented in Fig. 1. They form well-correlated zones with lenght over 10 km and we consider these rocks as the fundamental element of the territory in question. The south-western bend of anomalies in the central part of region is interpreted as the left-handed strike-slip fault (transgemeric fault system — Grecula, 1982). The map of the depth of granite provides the similar image (Fig. 2). The bottom boundary of granite located in the depth of 3 800 m under sea level is interpreted as a strike-slip fault of nappe character.

Anomalous portions of IP field represent the basic elements of region (black phyllites) on the basis of lithostratigraphic scheme (Grecula, 1982). Northern margin of these rocks forms mostly boundaries of nappes. The detailed geophysical image of such boundary is presented in Fig. 3. The differentiation in physical fields answer to various lithological filling of both geotectonic units and confirms our supposition that is mentioned above.

The possibility to interprete dip-slip faults on the basis of SP method is presented in Fig. 4. The changes of the polarity are considered as a boundary of blocks with various vertical level. If the surficial occurencies of ore-veins and the character of natural electric field are compared (Fig. 5) it is possible to predict the development of veins in depth.

Dip-slip fault indicated by geomagnetic and rezistivity method is documented in Fig. 6.

Detail image of transgemeric strike-slip fault system in the section have been obtained by the investigation for antimonite mineralization (Fig. 7). Tectonic style has been compiled from results of gravimetry and electrical sounding mainly, but the other methods provided some contribution, too. The areal structural-tectonic scheme have been done by summarization of information from individual geological-geophysical sections (Fig. 8). There is presented not only location of shear zones but also the interpretation of vertical movements.

All examples being presented are not exhaustive summary of possibilities of geophysical detection and interpretation of shear zones. Our results stress the meaning of geophysical methods which are able to indicate the shear zones in horizontal range from tens of meters to tens of kilometers and vertical range from tens of meters to first kilometers. The results obtained serve as ones of the inlet data for mineral raw material prognosis in the SGR Mts.

Mineralia slovaca, 22 (1990), 131—138

Kinematika vývoja žilných štruktúr severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

TIBOR SASVÁRI

Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 13. 2. 1989, revidovaná verzia doručená 16. 5. 1989)

Kinematics of the development of vein structures in the northeastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia

One variant of the development of kinetics of vein structures in NE part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., in the area of the Slovinky-Gelnica ore district, is given in the article. The author solves problems of the origin of mineralized structures as a result of succession development of shear zones, which were formed by main stress σ_1 of the NW — SE strike. Plumose structures of R (NWW—SEE), R_1 (NNW—SEE), P_R (NEE—SWW) and L_R (E—W) systems were formed, which were mineralized during the last deformation stage in the area, during D_5 stage.

Úvod

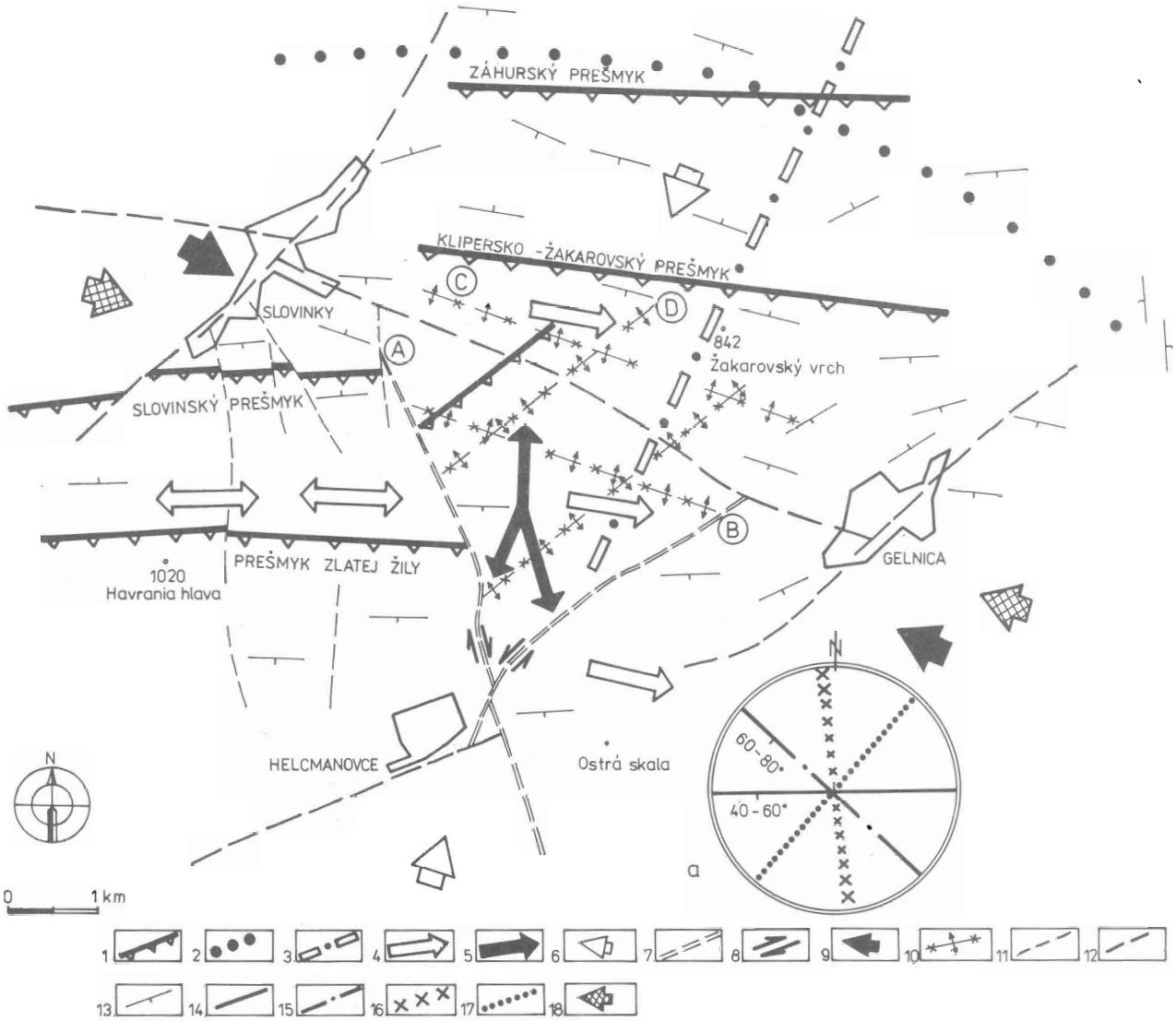
Slovinsko-gelnické rudné pole patrí medzi perspektívne zrudnené úseky Spišsko-gemerského rudohoria, pretože v poslednom čase bol zistený hĺbkový priaznivý ložiskový vývoj západného pokračovania slovinskej Hrubej žily (Piovarcsy a Badárová, 1987). Štruktúra rudného poľa je viazaná na silne komprimovanú zónu, ktorá je súčasťou významného ohybu horninových pruhov sv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Vyskytujú sa tu štruktúry, ktoré vznikli sukcesnou kombináciou jednosmerného tlaku (smeru S—J) a oblúkovitého ohybu (v zmysle Rozložníka, 1976) do jv. smeru s osou ohybu na spojnici Žakarovce—Helcmanovce (obr. 1, symboly 2, 3). Takto pripravené štruktúry sú veľmi priaznivým rudolokalizujúcim faktorom (Rozložník a Sasvári, 1987).

Mineralizované štruktúry kopírujú len v hrubých rysoch smery anizotropie horninového prostredia (V—Z, SZ—JV, SV—JZ, SSZ—JJV) dané heteroaxiálnou vrásovou a klivážovou stavbou. Rudné pole charakterizujú mineralizované žily presekávajúce tak metamorfnú bridličnatosť S_1, ako aj klivážové systémy S_2—S_4. Neúplné a veľmi slabé využívanie starších tektonických štruktúr mineralizovanými žilami umožňuje predpokladať predmineralizačný vývoj na seba nadväzujúcich štruktúr najmenej v dvoch etapách s kinematicky odlišnými štruktúrnymi plánmi. Prvá etapa je reprezentovaná deformačnými štádiami D_1 — D_4 a druhá deformačným štádiom D_5.

Štruktúry deformačných štádií D_1 — D_4

Deformačné štádium D_1. Vrásnivometamorfné štádium ranohercýnskeho vrásnenia ukončuje staropaleozoickú sedimentáciu, po ktorej sa predpokladá zblíženie panónskeho a karpatského bloku (Grecula, 1973). Vyvolalo to vrásnenie pôvodných sedimentárnych plôch S_0 spolu s metamorfózou vo fácii zelených bridlíc a vznik plôch metamorfnej bridličnatosti S_1, pričom plochy S_1 sa prevažne stotožňujú s plochami S_0 (Rozložník, 1976). V zónach komprimácie došlo k zblíženiu faciálne odlišných litotypov hornín v dôsledku formovania uzavretých až izoklinálnych vrás F_1. Kliváž osovej roviny foliácií S_1 vrás F_1 sa stala penetratívnou a bola prepracovaná alpínskymi deformačnými štádiami D_2—D_4.

Deformačné štádium D_2. Prejavuje sa vrásnením foliácií S_1 počas paleoalpínskej etapy presunu gemerického príkrovu. V slovinskom rudnom poli sa v horninách gelnickej skupiny pri stykovej zóne s horninami rakoveckej skupiny sformovali megavrásy F_2^{km} s úklonom osí b na Z. Rudné pole je charakterizované šariážnymi, uzavretými až izoklinálnymi a reomorfnými megavrásovými typmi (Sasvári, 1983). Puklinová kliváž S_2 so sklonom 40—60° na J (obr. 1, diagram a) je v symetrologickom vzťahu ku konštrukčne odvodenej osovej rovine megavrásy F_2^{km}, vyvinutej v nadloží slovinského prešmyku, strižnej zóny. Zohrávala kontrolnú úlohu pri všetkých následných tektonických pohyboch. Tlakové sily viacsmerného charakteru následných deformačných štádií postupovali v zóne subparalelnej s priemernou rovinou puklinovej kliváže S_2 ako tlakový front. V závere deformačného štádia D_2 bol pretrvávajúci s.—j. smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 kompenzovaný vznikom dvoch diagonálnych strižných zón: helcmanovsko-slovinskej a helcmanovsko-gelnickej (obr. 1, symbol 7). Aktivita územia vymedzeného týmito strižnými štruktúrami pretrvávala aj



Obr. 1. Základná štruktúrno-tektonická mapa slovinského rudného rajónu (Sasvári, 1983). 1 — prešmykové, strižné zóny, 2 — regionálny ohyb severogemerického synklinória, 3 — os ohybu severogemerického synklinória, 4 — smer konštrukčných vrásových osí B_3, 5 — smer konštrukčných vrásových osí B_4, 6 — ssv.—jjz. smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 v deformačných štádiách D_2 a D_3, 7 — diagonálne strižné zóny: helcmanovsko-slovinský (A) a helcmanovsko-gelnický (B) zlom, 8 — zmysel posunov po strižnej zóne, 9 — sz.—jv. smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 v deformačnom štádiu D_5, 10 — smer reálnych osí vrás b_4 (D), 11 — 12 — zlomy, 13 — smer metamorfnej bridličnatosti S_1, 14 — smer puklinovej kliváže S_2, 15 — smer kliváže S_3, 16 — smer puklinovej kliváže S_4, 17 — smer puklinovej kliváže S_5, 18 — jvv.—ssz. smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 v deformačnom štádiu D_4.

Fig. 1. Basic structural-tectonic map of the Slovinky ore district (Sasvári, 1983). 1 — overthrust, shear zones, 2 — regional bending of the North Gemeric synclinorium, 3 — axis of bending of the North Gemeric synclinorium, 4 — the strike of constructed B_3 axes of folds, 5 — the strike of constructed B_4 axes of folds, 6 — the NNE — SSW direction of the biggest effect of main stress σ_1 in the D_2 and D_3 deformation stages, 7 — diagonal shear zones, Helcmanovce — Slovinky (A) and Helcmanovce — Gelnica (B) fault, 8 — the sense of shifts along a shear zone, 9 — the NW—SE direction of the main stress σ_1 effect in the D_5 deformation stage, 10 — the strike of real axes of b_4 folds (D), 11 — 12 — faults, 13 — the strike of metamorphic schistosity, S_1, 14 — the strike of fault-slip cleavage S_2, 15 — the strike of S_3 cleavage, 16 — the strike of fault-slip cleavage S_4, 17 — the strike of fault-slip cleavage S_5, 18 — the SEE—NNW direction of the effect of main stress σ_1 in the D_4 deformation stage.

v následných deformačných štádiách D_3 a D_4.

Deformačné štádium D_3. Radíme ho do ponásunovej periódy paleoalpinskeho orogénu. Predpokladáme, že s.—j. komprimácia oblasti pozvoľne pokračovala. Umožnilo to vznik medzifoliačného plastického toku s tvorbou naložených vrás dm (F_3^{dm}) a m (F_3^m) rádu s priemerným azimutálnym smerom 120° a subhorizontálnym až mierne ukloneným vývojom osí b na SZ a JV. Vrásy F_3 sa penetratívne objavujú tak v pripovrchovej zóne hornín gelnickej

a rakoveckej skupiny, ako aj v hlbšej zóne (500—700 m) preskúmanej banskými dielami. Kliváž S_3 prevažne zastupuje smer SZ—JV s úklonom 60—80° na JZ, čo symetrologicky zodpovedá kliváži osovej roviny vrás F_3. Časť kliváže S_3 je však smerne odchýlená, najmä do smerov SSZ—JJV a JZZ—SVV. Súvisí to s disperziou osových rovín vrás F_3, čo naznačuje smerový prechod pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 medzi deformačnými štádiami D_3 a D_4. Hustota medzifoliačných plôch kliváže S_3 závisí od kompetencie horninového prostredia. Zastúpená je na širšom území rudného poľa a homogenizuje štruktúrne okrsky do jedného celku.

Deformačné štádium D_4. Zahŕňa transverzálne deformácie, ktoré vznikli v dôsledku stlačovania územia v smere V—Z vplyvom regionálneho štruktúrneho ohybu do smeru SZ—JV účinkom vyklenutia horninových pruhov na sever. Tlakový gradient v.—z. smeru, ale už nižšieho rádu, umožnil tvorbu otvorených vrás F_4^{dm} s.—j. smeru s mierne uklonenými osami. Foliačné plochy S_4 sú penetratívne zastúpené puklinovou klivážou s.—j. smeru, prevažne so strmým úklonom.

Štruktúry deformačného štádia D_5

K posledným meraniami preukázaným tektonickým pohybom usmerňovaným hlavným, regionálnym poľom napätia paleoalpínskych deformačných procesov radíme deformačné štádium D_5. Charakterizujú ho diagonálne deformácie a zahŕňa obdobie vzniku, neskôr reálne mineralizovaných žilných štruktúr.

Štúdiom osových rovín vrás F_4^{dm} sme zistili, že póly osových rovín sú tautozonálne a vytvárajú konštrukčnú os B jz. smeru s miernym úklonom 5°. Reálne osové roviny vrás F_4^{dm} sú teda usporiadané po zakrivenej ploche, a preto sa domnievame, že došlo k regionálnemu vrásneniu a vzniku miernych undulovaných vrás F_5. Hlavný smerový vektor tlakového napätia deformačného štádia D_5 je smeru SZ—JV (obr. 1, symbol 9). Ukazuje to, že hlavné tlakové napätia s.—j. a v.—z. smerov paleoalpínskych príkrovových deformácií postupne ustúpili a ustálili sa v sz.—jv. smere ako reziduálne sily tlakového napätia predmineralizačnej etapy prípravy rudných štruktúr.

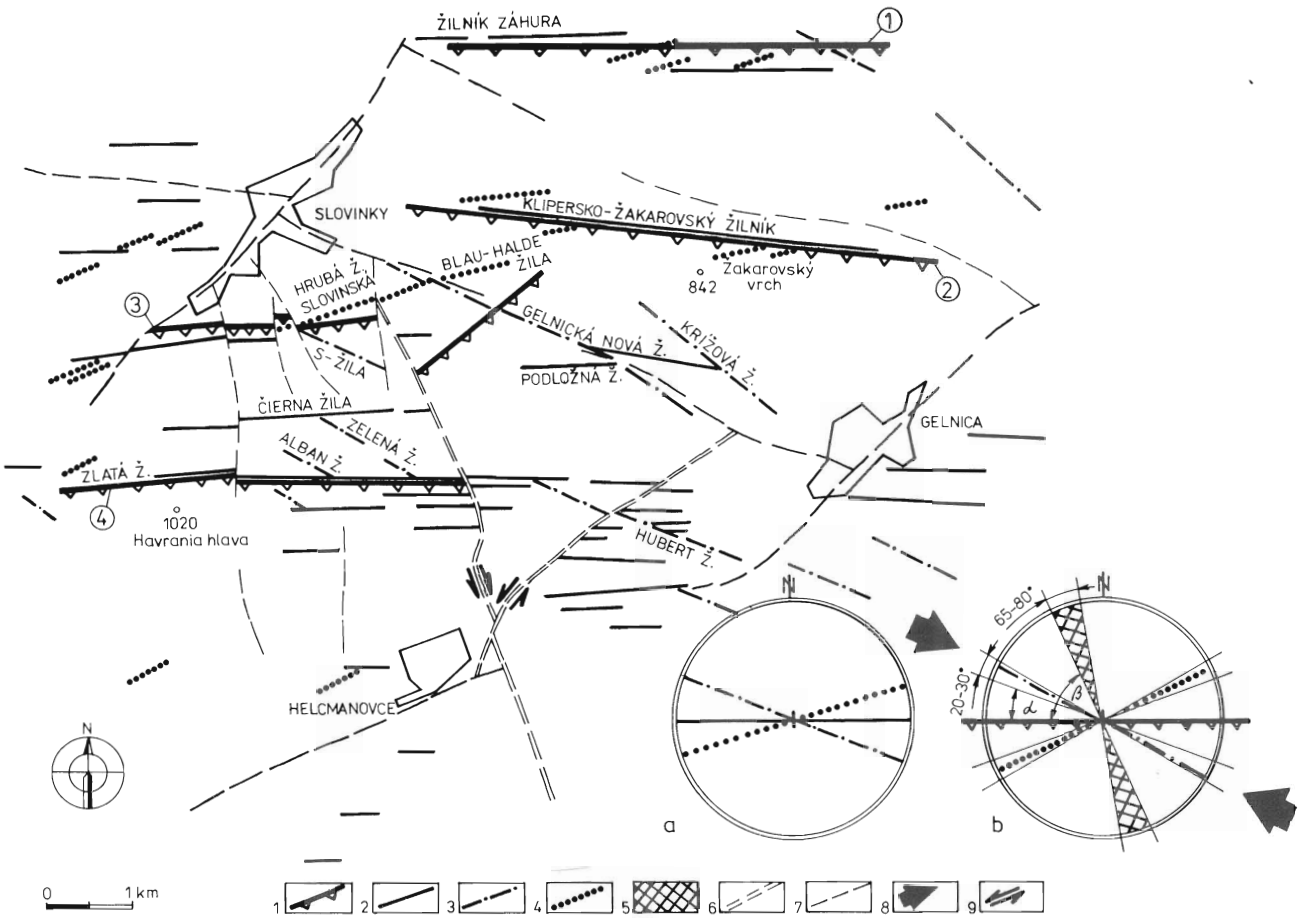
Analýzou priestorového rozloženia mineralizovaných štruktúr rudného rajónu bolo overené, že mineralizované žily sa nie celkom stotožňujú so štruktúrami deformačných štádií D_2—D_4 (obr. 1, 2, diagramy a). Najvýraznejšia mineralizácia je vyvinutá na v.—z. štruktúrach reprezentovaných hlavnými žilnými ťahmi, ktoré sú tvorené subparalelnými žilami a žilníkmi.

V širšej oblasti slovinského rudného poľa — v rudnom rajóne sv. časti Spišsko-gemerského rudohoria sa v.—z. mineralizované štruktúry viažu na strižné, prešmykové zóny (Sasvári, 1988) tvoriace rozhrania medzi odlišným litologickým prostredím geologických útvarov. Rudný rajón obsahuje od severu na juh štyri významné mineralizované strižné zóny známe ako žilník Záhura, žilník klipersko-žakarovský, slovinskej Hrubej žily a Zlatej žily.

Žilník Záhura pozostáva z roja žíl v šírke okolo 500 m s priemernou dĺžkou do 100 m a s úklonom 50° na J. Žilník je vyvinutý v tesnej blízkosti prešmykovej, strižnej zóny, ktorej podložie tvorí perm a karbón, nadložie karbón a rakovecká skupina. Klipersko-žakarovský žilník dosahuje vývojovú šírku 50 m, úklonnú dĺžku 400 m a úklon 60—85° na J. V hlbších obzoroch je časť strižnej zóny v podloží zastúpená rakoveckou a v nadloží gelnickou skupinou. V súčasnosti najvýznamnejší a exploatovaný žilník slovinskej Hrubej žily dosahuje dĺžku až 700 m so sklonom 75° na J. Vyvinutý je západne od šachty Tadeus v nadloží a východne v podloží tzv. centrálnej poruchy, ktorá prebieha v blízkosti rozhrania hornín rakoveckej a gelnickej skupiny. Žilník Zlatej žily má premenlivú úklonnú dĺžku 150—250 m s úklonom 70—90° na J, ale aj 80—90° na S. Vyvinutý je na prešmykovej zóne nižšieho rádu v metaryolitoch gelnickej skupiny v tylovej časti megavrásového systému F_2^{km}.

Základnou charakteristikou vyššie opísaných prešmykových, strižných zón je ich značná tektonická roztrieštenosť, pričom najvyšší stupeň porušenia dosahuje žilník Záhura (500 m), nižšiu porušenosť klipersko-žakarovský (50 m) a najnižšiu žilník slovinskej Hrubej žily. Stupeň roztrieštenosti týchto mineralizovaných strižných zón sa odráža aj na morfológii v nich vyvinutých rudných telies, majúcich tvary od šošoviek až po pravidelne vyvinuté a smerovo stále pravé žily.

Rudný rajón sv. časti Spišsko-gemerského rudohoria je významný aj inými mineralizovanými štruktúrnymi smermi. Najčastejšie je zastúpený smer SZZ—JVV, menej smery SVV—JZZ a SSZ—JJV (obr. 2). Smer SZZ—JVV je prezentovaný žilami Krížová, Gelnická, Hubert, S-žila, Zelená, Alban. Smer SVV—JZZ sledujú aj niektoré významné žily ako Blau-Halde a východná časť slovinskej Hrubej žily. Smer SSZ—JJV je zastúpený tak na povrchu, ako aj v hlbších obzoroch tenkými a krátkymi nebilančnými žilkami okolitej paragenézy. Znamená to, že každá mineralizovaná štruktúra v.-z. smeru je sprevádzaná na celej ploche rudného rajóna ďalšími mineralizovanými štruktúrami smerov SZZ—JVV, SVV—JZZ a SSZ—JJV. Všetky vyššie uvedené štruktúry majú osobitné vlastnosti. Napr. v.-z. štruktúry sú vyvinuté na strižných zónach, štruktúry SZZ—JVV a SVV—JZZ majú vlastnosti ťahových a štruktúry SSZ—JJV naopak tlakových štruktúr, umožňujúcich mineralizáciu len v obmedzenom vývoji.



Obr. 2. Generalizované smery overených žilných štruktúr v slovinskom rudnom rajóne (obr. 4, 4a) a smery druhotných štruktúr strižných zón (4b). 1 — prešmyk: záhurský (1), klipersko-žakarovský (2), slovinský (3), zlatožilský (4), 2 — v.—z. smer žíl (strižné zóny a L_R), 3 — szz.—jvv. smer žíl (R), 4 — svv.—jzz. smer žíl (P_R), 5 — ssz.—jjv. smer žíl (R'), 6 — diagonálne strižné zóny, 7— zlomy, 8 — sz.—jv. smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 v deformačnom štádiu D_5, 9 — zmysel posunov na strižných zónach.

Fig. 2. Generalized strikes of ascertained vein structures in the Slovinky ore district (Fig. 4, 4a) and strikes of secondary structures of shear zones (Fig. 4b). 1 — the Záhurie overthrust (1), the Kliperk-Žakarovce overthrust (2), the Slovinky overthrust (3), the Zlatá žila overthrust (4), 2 — the E—W strike of veins (shear zones and L_R), 3 — the NWW—SEE strike of veins (R), 4 — the NEE—SWW strike of veins (P_R), 5 — the NNW—SSE strike of veins (R'), 6 — diagonal shear zones, 7 — faults, 8 — the NW—SE direction of the effect of main stress σ_1 in the D_5 deformation stage, 9 — the sense of shifts on shear zones.

Štruktúry hlavného predmineralizačného tektonického vývoja rudného rajónu sú jednoznačne úzko závislé od hlavných strižných zón v.-z. smeru, postupne vyvinutých v priebehu deformačných štádií D_2—D_4, ktoré v sz.-jv. poli regionálneho tlakového napätia deformačnej fázy D_5 umožnili sukcesívnu tvorbu ďalších, prevažne sperených ťahových a tlakových tektonických štruktúr, neskôr využívaných mineralizáciou.

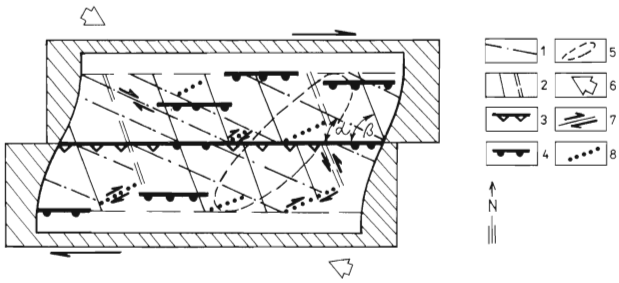
Strižné zóny sú povrásové, porušujú už skonsolidovanú stavbu územia a neskôr už neboli vrásnené. Strižné zóny takého druhu vznikajú v podmienkach jednoosového tlaku.

Sukcesný vývoj a vnútorná stavba strižných zón

Vnútornú stavbu strižných zón opíšeme na základe modelových skúšok Tchalenka (1970) a Stojanova (1977). Tektonické deformácie sa vyvíjali etapovite. Hlavné napätie σ_1 oblasti strižnej zóny najprv narastá a po dosiahnutí maxima sa znižuje až po určitú ustálenú hodnotu, nezávislú od amplitúdy horizontálnych pohybov po hlavnom strižnom zlome.

V počiatočnom štádiu plastickej deformácie vznikajú kulisovite rozložené vrásy F_d, ktorých os b zviera so strižnou plochou 135° (Krapivner, 1986). Tvoria sa len v horninách s vhodnými reologickými vlastnosťami, a preto je ich vývoj obmedzený. Hlavným diagnostickým znakom týchto vrás je ich brachystavba. V závere etapy plastickej deformácie strižnej zóny nastupuje hlavná etapa vývoja sperených spojitých ťahových a tlakových zlomových systémov (obr. 3).

Medzi prvotne vznikajúce sperené štruktúry sa priraďujú diagonálne zlomy (R), uzatvárajúce so



Obr. 3. Rozloženie druhotných štruktúr v tektonickom poli napätia okolo strižnej zóny, podľa modelových skúšok Tchalenka (1970) a Stojanova (1977), aplikované na žilné štruktúry slovinského rudného rajónu. 1 — sperené systémy R, 2 — sperené systémy tlakové R', 3 — intratektonické mineralizované systémy hlavných strižných štruktúr S_R, 4 — trhlinové systémy skupiny L_R, 5 — kulisovite rozložené vrásy F_d, 6 — počiatočný smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1, umožňujúci tvorbu strižných, prešmykových zón, 7 — sekundárne pohyby vznikajúce v záverečných štádiách strižných zón, 8 — sekundárne mineralizované štruktúry skupiny P_R.

Fig. 3. Distribution of secondary structures in tectonic stress field around a shear zone, according to model tests by Tchalenko (1970) and by Stojanov (1977), applied to vein structures of the Slovinky ore district. 1 — pennate systems R, 2 — pennate pressure systems R', 3 — intratectonic mineralized systems of main shear structures S_R, 4 — fissure systems of L_R group, 5 — coulisse distributed folds F_d, 6 — initial direction of the effect of main stress σ_1, which enabled the formation of shear, overthrust zones, 7 — secondary movements, originated in final stages of the development of shear zones, 8 — mineralized secondary structures of P_R group.

smerom strižnej zóny ostrý uhol $\alpha = 20 - 30°$. Následný priečny sperený systém (R') tlakovej povahy uzatvára zo strižnou zónou uhol $\beta = 65 - 80°$. Rozptyl uhlov α a β je najviac závislý od vnútorného trenia hornín vznikajúceho v procese deformácie prešmyku. V dôsledku narastania poľa napätia deformácií sa zvyšuje hustota rozloženia zlomových systémov R a R'.

Ďalší rozvoj sekundárnych sperených poruchových systémov ovplyvňujú pulzačné pohyby strižnej zóny, pričom sa tvoria sukcesne mladšie druhotné zlomy (P_R), uzatvárajúce etapu aktívneho stiesňovania. Vzhľadom na plochu strižnej zóny sú zlomy P_R symetrické k zlomom R.

Trhliny skupiny L_R sa začínajú tvoriť ako posledné. Vznikajú len v rigidných horninách tak v centre strižnej zóny, ako aj v jej okrajových častiach. Medzi systémami porúch P_R, R a L_R v dôsledku aktívneho relatívneho pohybu ich podložia a nadložia sa vyčleňujú pretiahnuté šošovky pasívneho, konsolidovaného horninového prostredia.

V dôsledku pôsobenia smeru hlavného napätia σ_1 sa napokon najväčší pohyb v strižnej zóne sústreďuje do hlavnej, smerovo nepravidelnej sústavy trhlín a trhliniek reprezentujúcich hlavnú plochu strižnej zóny. Hodnoty stresu sa postupne vyrovnajú s hodnotami pretrvávajúcich tlakov širšieho okolia a v priebehu ďalších tektonických pohybov sa už nemenia. To má za následok, že štruktúrny plán deformácií, postupne vyvinutý od počiatočnej plastickej deformácie typu F_d až po smerne nepravidelné sústavy trhlín strižnej zóny, tvorí ucelenú a ukončenú štruktúrnu sústavu. Následné pohyby sa môžu prioritne prejaviť v hlavnej smernej štruktúre strižnej zóny (v slovinskom rudnom poli sú to smery V—Z), ktorá pre svoje enormné mechanické oslabenie je schopná prijať viaceré mladšie tektonické deformácie. Vhodné tektonické prostredie umožňuje obnovu pohybov aj na sperených štruktúrach.

Nové smery štruktúr môžu vzniknúť len pri zmene počiatočného smeru najväčšieho hlavného napätia σ_1 a pri zmene hlavného smeru prešmykovej zóny.

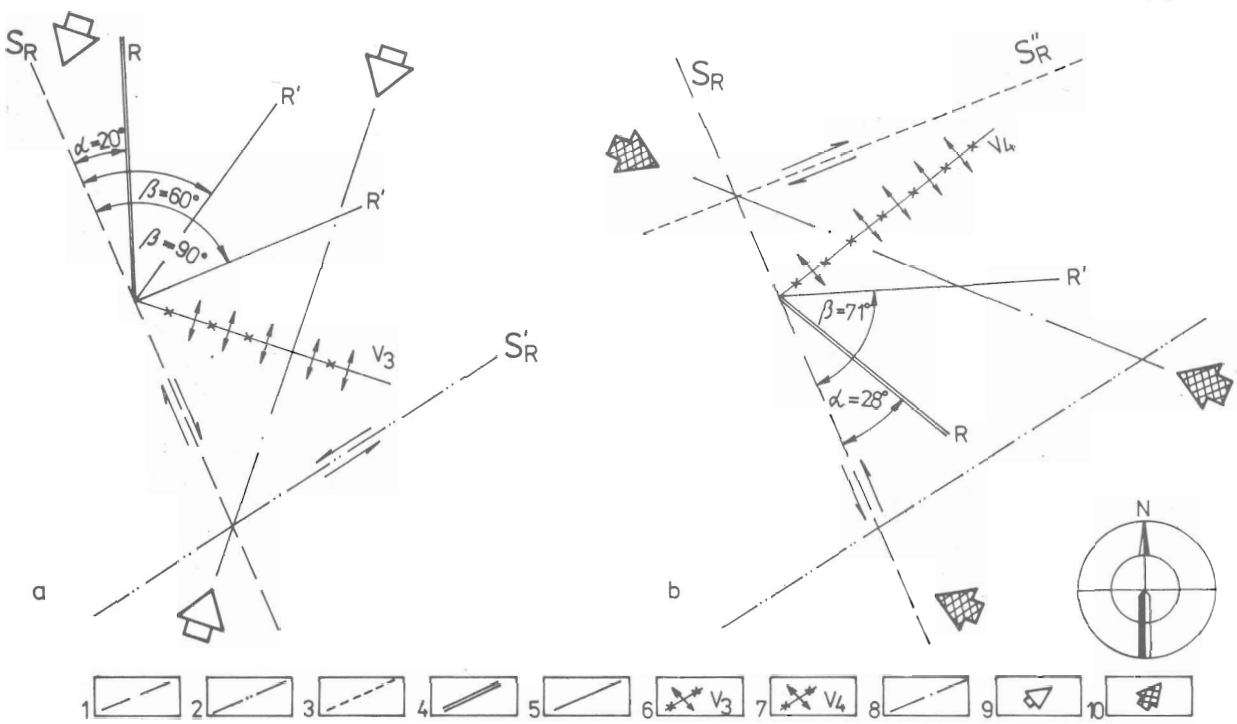
Náčrt jedného variantu kinematiky vývoja predmineralizačných štruktúr

Jedno z posledných modelových riešení vývoja žíl slovinského rudného poľa s predstavou o porudnej deformácii územia syntektonickou zmenou smeru metamorfnej bridličnatosti S_1 a v.-z. mineralizovanej štruktúry slovinskej Hrubej žily do smeru SZ—JV podal Radvanec et al. (1988). Predpokladáme, že existuje aj iný variant kinematiky štruktúrneho modelu mineralizovaných systémov. Podrobnou štruktúrnou analýzou (Sasvári, 1982, 1983) bola zistená diskordancia predmineralizačných štruktúr deformačného štádia D_5 s priestorovou pozíciou štruktúrnych prvkov deformačných fáz D_2—D_4.

Ponásunové obdobie paleoalpínskeho orogénu, zahrňujúce najmä záver deformačného štádia D_2 a nástup deformačného štádia D_3, je charakterizované vznikom ruptúrnych, strižných zón tak v širšej oblasti, ako aj v centrálnej časti rudného poľa, spôsobeným zvýšeným tlakom v s.-j. smere (obr. 1, symbol 6). V širšej oblasti sa zakladali, prípadne zvýrazňovali v.-z. strižné štruktúry 1. rádu, väčšinou na litologických rozhraniach. Zastúpené sú záhurským, klipersko-žakarovským a slovinským prešmykom (obr. 2, symboly 1, 2, 3 v krúžku). V centrálnej časti rudného poľa vznikli dve výrazné zóny horizontálnych posunov, strihov, diagonálne orientovaných pod uhlom 35° k hlavnému, s.-j. tlakovému napätiu ponásunových tektonických fáz (obr. 1, symbol 7). Strižné zóny boli označené ako helcmanovsko-slovinský a helcmanovsko-gelnický zlom. Helcmanovsko-gelnická strižná zóna (obr. 1, symbol A) bola prioritne zónou skutočnej strižnej deformácie 1. rádu, ktorá dokázala zmeniť aj v.-z. priebeh horninových pruhov. Diabázy, diabázové tufy a tufity boli stočené až o 80° na I. Opísaná smerová deformácia je pozorovateľná prostredníctvom litologického prostredia, štruktúrnymi smermi plôch metamorfnej bridličnatosti S_1.

Skracovanie územia v s.-j. smere spôsobilo v priebehu vývoja deformačného štádia D_3 postupný vývoj primárnych vrás F_3^{dm} a F_3^m, ktoré sa vyvinuli takmer kolmo na ssv.-jjz. smer hlavného napätia σ_1 v oblasti tlakovej zóny ohraničenej helcmanovsko-slovinským a helcmanovsko-gelnickým zlomom (obr. 1, symbol C, obr. 4a). Preferencia a aktivácia základného, pravého horizontálneho posunu 1. rádu — helcmanovsko-slovinskej strižnej zóny — umožnila vznik zlomových a puklinových systémov 2. rádu v zmysle Tchalenka (1970) a Stojanova (1977). Vznikli poruchové systémy R a R' (obr. 4a). Zlomový systém R je zastúpený poruchami na litologických rozhraniach smeru S-J s úklonmi na Z a majú charakter posunu, strihu (Žižlavský, 1968). Možno spomenúť niekoľko významných línií na slovinskej Hrubej žile v oblasti šachiet Emil a Ferdinand, ako aj poruchové pásmo Eva. Zlomy R uzavierajú s aktivovanou helcmanovsko-slovinskou strižnou zónou S_R ostrý uhol $\alpha = 20°$. Zlomový systém R', patriaci tiež k druhotným ruptúrnym štruktúram, uzatvára so strižnou zónou S_R tupý až pravý uhol $\beta = 90°$. Zlomy tohto typu a smeru SVV—JZZ sa vyskytujú v poli maximálneho tlaku helcmanovsko-slovinskej a helcmanovsko-gelnickej strižnej zóny, kde ohraničujú samostatné geologické bloky, ktoré sú v priestore výrazne rotované.

Transformácia smeru najväčšieho hlavného napätia σ_1 rudného rajónu v priebehu deformačnej fázy D_4 zo SSV—JJZ do JVV—SZZ smeru bola taká výrazná (obr. 1, symbol 18), že sa zmenil tektonický plán, a tým došlo k reorientácii druhotných sperených štruktúr. Smer pôsobenia najväčšieho napätia σ_1 sa zmenil o 90°, čo však malo taký dopad na novotvorené pravé a ľavé strižné zóny 1. rádu, že vznikla interferencia strižných zón deformačných fáz D_3 a D_4. Využila sa teda tak strižná zóna helcmanovsko-slovinská, ako aj turzovský zlom sv.-jz. smeru, subparalelný so smerom helcmanovsko-gelnickej strižnej zóny. Vrásy F_4^{dm} charakterizujeme ako primárne vrásy, vzniknuté v dôsledku pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 (obr. 1, symbol D; obr. 4b, symbol 7). Ukazuje sa, že najvýraznejšie aktivovaná strižná zóna bola opäť hel-



Obr. 4. Geodynamický model druhotných ruptúrnych štruktúr diagonálnych strižných zón v slovinskom rudnom poli vytvorený v deformačnom štádiu D_3 (obr. 4a) a v deformačnom štádiu D_4 (obr. 4b). 1 — helcmanovsko-slovinská diagonálna strižná zóna, základná (S_R), 2 — helcmanovsko-gelnická diagonálna strižná zóna, doplnková (S'_R), 3 — turzovská diagonálna strižná zóna, doplnková (S''_R), 4 — smer druhotnej zlomovej štruktúry (R), 5 — smer druhotnej zlomovej štruktúry (R'), 6 — smer vrásových osí b_3 vrás F_3, 7 — smer vrásových osí b_4 vrás F_4, 8 — os priemerného smeru pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1, 9 — smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 v deformačnom štádiu D_3, 10 — smer pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 v deformačnom štádiu D_4.

Fig. 4. Geodynamic model of secondary rupture structures of diagonal shear zones in the Slovinky ore district, formed in the D_3 deformation stage (Fig. 4a) and in the D_4 deformation stage (Fig. 4b). 1 — the Helcmanovce-Slovinky diagonal shear zone, principal (S_R), 2 — the Helcmanovce-Gelnica diagonal shear zone, complementary (S'_R), 3 — the Turzovka diagonal shear zone, complementary (S''_R), 4 — the strike of secondary fault structure (R), 5 — the strike of secondary fault structure (R'), 6 — the strike of b_3 axes of F_3 foldes, 7 — the strike of b_4 axes of F_4 folds, 8 — axis of mean direction of the effect of main stress σ_1, 9 — direction of the effect of main stress σ_1 in the D_3 deformation stage, 10 — direction of the effect of main stress σ_1 in the D_4 deformation stage.

cmanovsko-slovinská, na ktorej v priebehu deformačného štádia D_4 vznikli ďalšie ruptúrne sperené štruktúry.

Štruktúry typu R kopírujú smer kliváže S_3 a štruktúry typu R' smer puklinovej kliváže S_2 (obr. 4b). Potvrdzuje sa tu zákonitosť o využívaní a obnovovaní existujúcich starších štruktúr v prípade, ak sa s nimi novotvorený systém geomechanickej anizotropie približne zhoduje.

Poslednú predmineralizačnú deformačnú fázu D_5 zaraďujeme do štádia vyššej modifikácie severogemerického ohybu. Os ohybu má azimut 28° a presne sa zhoduje s osou kupolovitej tautozonality osových rovín vrás F_4 (Sasvári, 1983). Smer pôsobenia najväčšieho napätia σ_1 je posunutý južnejšie o 7° (obr. 1, symbol 9). Domnievame sa, že hodnota hlavného napätia σ_1 rudného rajónu bola vyššia a rovnomernejšia ako v priebehu vývoja deformačného štádia D_4. Smery pôsobenia najväčšieho hlavného napätia σ_1 aktivizovali staršie, v.-z. strižné zóny rudného rajónu, ktoré ako štruktúry 1. rádu umožnili vznik uceleného systému sperených štruktúr 2. rádu. Vrásy typu F_d, vznikajúce v prvej, plastickej etape deformácie (obr. 3, symbol 5), paralelizujeme s konštrukčne preukázanými, mierne otvorenými vrásami F_5.

Druhá etapa zlomovej deformácie, zastúpená štruktúrami 2. rádu, sa prejavuje vznikom výrazných predmineralizačných tektonických systémov. Zastúpené sú štruktúry typu R so smerom SZZ—JVV, R' so SSZ—JJV, P_R so SVV—JJZ a L_R so smerom V—Z. Ich priestorové rozloženie je porovnateľné so systémom štruktúr vzniknutých pri modelových skúškach štúdia druhotných bezkoreňových štruktúr strižných zón 1. rádu (obr. 2, 2a, 2b, obr. 3).

Záver

Štruktúrnou analýzou sa zistila diskordancia predmineralizačných štruktúr deformačného štádia D_5 s priestorovou pozíciou štruktúrnych prvkov deformačných fáz D_2—D_4.

Sukcesia vnútornej stavby vývoja strižných zón aplikovaná na mineralizované systémy rudného rajónu sv. časti Spišsko-gemerského rudohoria umožňuje predpokladať, že žilné štruktúry vznikli v priebehu jedného štruktúrneho plánu, deformačného štádia D_5 v polyfázovom režime.

Vývoj predmineralizačných druhotných štruktúr strižných zón v priebehu deformačného štádia D_5 bol usmerňovaný pod vplyvom regionálneho jednoosového tlaku smeru SZ—JV, ktorý podmienil tvorbu sperených štruktúr systémov: R smeru SZZ—JVV, zastúpený žilami Krížová, Gelnická, Hubert, S-žila, Zelená, Alban; R' smeru SSZ—JJV, zastúpený tenkými, krátkymi a nebilančnými žilkami okolitej paragenézy; P_R smeru SVV—JZZ, zastúpený napr. východnou časťou slovinskej Hrubej žily a L_R smeru V—Z, zastúpený žilami vyvinutými subparalelne so všetkými hlavnými prešmykovými zónami (prešmyky: záhurský, klipersko-žakarovský a slovinský). Opísané mineralizované žilné systémy typu R, R', P_R a L_R sú funkčne závislé od v.-z. strižných zón, zvýraznených paleoalpínskymi a mezoalpínskymi deformačnými procesmi.

Pretrvávajúce sz.-jv. pole silového napätia, súvisiace s postupným dotváraním vejárovitej stavby severogemerického synklinória koncom vrchnej kriedy, umožňovalo viacnásobné obnovenie relatívnych pohybov na tektonických štruktúrach strižných zón a k nim prislúchajúcich sperených štruktúr. Často ide o uzly viacerých zlomových systémov (Maheľ, 1988). V priebehu mineralizácie sideritovej formácie sa intramineralizačné tektonické pohyby opakovali a na mnohých miestach mineralizáciu štruktúrne destabilizovali. Vznikli tektonizované žilné ohraničenia, intražilné šupinové a vrásové štruktúry (Sasvári, 1982, 1987).

Štruktúrna analýza križovania slovinskej Hrubej žily a Gelnickej žily (Sasvári, 1983), prípadne ďalších významných stykov žíl, ako je styk Gelnickej žily a žily Laurenty, ukázala, že intramineralizačná tektonika zohrávala významnú úlohu. Dochádzalo k viacerým relatívnym smerným pohybom už zrudnených žilných telies (napr. jednoznačné tektonizované presekávanie Gelnickej žily slovinskou Hrubou žilou na pracovisku č. 251 nad 29. obzorom v roku 1982—1983), ale vždy len v rámci existujúcich tektonických smerov štruktúrneho plánu kontrolovaného sz.-jv. poľom silového napätia.

Intramineralizačné smerné pohyby žilných štruktúr sa konsolidovali v priebehu štvrtej, kremeňovo-sulfidickej mineralizačnej fázy, keď došlo k ich vyhojeniu arzenopyritom a tetraedritom.

Porudné štruktúrne pohyby si viac-menej zachovali sz.-jv. smer poľa silového napätia aj v terciéri (Scheidegger, 1982; Pospíšil et al., 1986), čo umožňovalo niekoľkonásobné čiastočné obnovenie tektonických pohybov, konvergujúcich k mezoalpínskej štruktúrnej sústave.

Literatúra

Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Mineralia slov., 5, 221—245.*

Krapivner, R. B. 1986: Bezkornevyje neo-tektoničeskije struktury. *Moskva, Nedra, 203 s.*

Maheľ, M. 1988: Základné problémy stavby Západných Karpát z pohľadu geodynamického modelu a hlbinnej stavby. *Mineralia slov., 20, 289—306.*

Piovarcsy, K. a Badárová, I. 1987: Nové geologické výsledky z geologicko-prieskumných prác na slovinskej Hrubej žile západne od jamy Dorotea. *Geol. Průzk., 29, 295—298.*

Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. a Doktór, S. 1986: Příspěvek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů

s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat. *Mineralia slov., 18, 385—402.*

Radvanec, M., Piovarcsy, K. a Böhmová, I. 1988: Vzťah Hrubej, Gelnickej, Krížovej a Novej žily v slovinsko-gelnickom rudnom poli. *Mineralia slov., 20, 239—248.*

Rozložník, L. a Sasvári, T. 1987: Štruktúrne prvky v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a ich význam z hľadiska prognózovania. *In: Zbor ref. z konf. Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózovaniu nerastných surovín. Košice, 105—119.*

Rozložník, L. 1976: Vzťah metalogenézy sideritovej formácie k tektogenéze v Spišsko-gemerskom rudohorí a jej postavenie v rámci Alpíd. *[Doktorská dizertačná práca.] Manuskript — VŠT Košice.*

Sasvári, T. 1982: Vývoj štruktúrno-tektonického plánu slovinsko-gelnického rudného rajónu. *In. Zbor. predn. z Vedecko-technickej konf., sekcia geologická. VŠT Košice, 109—115.*

Sasvári, T. 1983: Vzťah rudných žíl slovinského rudného rajónu k štruktúre okolitých hornín. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — VŠT Košice, 140 s.*

Sasvári, T. 1988: Intražilné štruktúry slovinsko-gelnického rudného poľa. *In: Zbor vedeckých prác, VŠT Košice, 252—256.*

Scheidegger, A. E. 1982: Principles of Geodynamics. *Berlin—Heidelberg—New York, Springer Verlag.*

Stojanov, S. S. 1977: Mechanizm formirovanija razryvnych zon. *Moskva, Nedra, 143 s.*

Tchalenko, J. S. 1970: Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Amer., 81, 6, 1 625—1 640.*

Žižlavský, M. 1968: O hĺbkovom vývoji ložiska Slovinky v závislosti na sprievodných horninách. *Manuskript — Slovinky, 51 s.*

Kinematics of the development of vein structures in the northeastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia

The structure of the Slovinky-Gelnica ore district is connected with strongly compressed zone, which is a part of significant bending of rock belts in the SE part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Mineralized structures copy only in rough features strikes of the anisotropy of rock environment, given by heteroaxial fold and cleavage structure. This enables to assume the pre-mineralization development of related structures at least in two stages with kinematically different structural plans. The first stage is represented by D_1—D_4 deformation stages, the second one by D_5 deformation stage.

The succession of internal structure of shear zones, applied to mineralized systems of the ore district show that main vein structures were formed in polyphase regimen, during the single structural plan of D_5 deformation stage. The development of secondary structures of shear zones was controlled by the influence of regional one-axis with the NW—SE strike, which conditioned the origin of plumose structures of the following systems: "R" with the NWW—SEE strike, represented by the Krížová, Gelnická, Hubert, S. Zelená and Alban veins, R' with the NEE—SWW strike, represented e.g. by the eastern part of the Hrubá Slovinky vein and L_R with the E—W strike, represented by veins subparallel with all main overthrust zones (the Záhorie, Kliperk-Žakarovce and Slovinky overthrust respectively). The above described mineralized vein system of R, R', P_R and L_R system depend functionally on the E—W shear zones, set off by Paleoalpine and Mesoalpine deformation processes.

Outstaying NW—SE direction of main stress σ_1, connected with the gradual formation of fan structure of the North Gemeric synclinorium in the end of the Upper Cretaceous enabled manifold regeneration of relative movements on tectonic structures of shear zones and connected plumose structures. Manifold relative movements of mineralized vein bodies took place here, but only within the framework of existed tectonic directions of the structural plan.

Post-mineralization movements had preserved the NW—SE direction of the main stress σ_1 in the Cenozoic, which had enabled manifold partial regeneration of tectonic movement, converging to the Mesoalpine structural system.

Mineralia slovaca, 22 (1990), 139—144

Compression along faults: example from the Bohemian Cretaceous Basin

MIROSLAV COUBAL

Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

(Doručené 9. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 11. 12. 1989)

Abstract

Effects of horizontal north-south compression of Paleogene age have been found near significant fault lines in sedimentary rocks of the Bohemian Cretaceous Basin. Stress orientation, time relations and similarities with other areas of the Alpine foreland point to direct manifestations of tectonic processes in the Alpine-Carpathian orogenic belt.

Introduction

Hitherto, the majority of faults disturbing sediments in the Bohemian Cretaceous Basin was assumed to represent normal faults and hence even the Saxonian tectonics was considered as a tensional one. Developments in analytical methods investigating slickenside features (Arthaud, 1969; Angelier, Mechler, 1977; Angelier et al., 1982) allowed a more profound treatment of Post-Cretaceous tectonic events in the area in question.

Suitable area for this method is offered by the surroundings of the Lužice Fault. Frequent silicification of Cretaceous sandstone related with tectonic movements preserved frequently slickensides in the area. Similar conditions are near the Středohorský Fault around Česká Lípa, Dubá and Mšeno.

Paleostress orientation analysis along the Lužice Fault in Elbsandsteingebirge Mts., GDR

The Lužice Fault represents a reverse block fault tracing from the Ještěd Mts. foothill to Dresden (Klein, Soukup, 1963). Granite of the Lužice Massif in the Elbsandsteingebirge Mts. is thrown upon Cretaceous sediments along a fault plane tracing the Kirnitzsch river valley toward Hohenstein. Cretaceous sediments southerly from the fault are cropping out in stratigraphic range from the Lower Turonian to Coniacian being mostly represented by the facies of quartz "ashlar" sandstone with argillaceous sandstone intercalations or conglomerate layers (Fig. 1).

In the near surroundings of the fault a zone of several tens to hundreds of meters developed consisting of heavily jointed sandstone containing great amount of silicified belts and siliceous tectonic polishes (Fig. 1). According to Seifert (1932), this is a crushed and subsequently cemented zone made of clasts near the fault planes. The displacement attains here some 400 m (Wagenbreth, 1967). A summarizing result of slickenside surface analysis using methods of Angelier, Mechler (1977) and Angelier et al. (1982) along the Lužice Fault (Lichtenheiner Mühle, Kuhstall) is represented in fig. 2 a. The main component σ_1 of the strain generating the reverse fault had N—S to NNE—SSW orientation. In the dislocation zone itself, the most frequent slickenside orientations are those dipping under medium angles to N as well as antithetic ones dipping under medium angles to S.

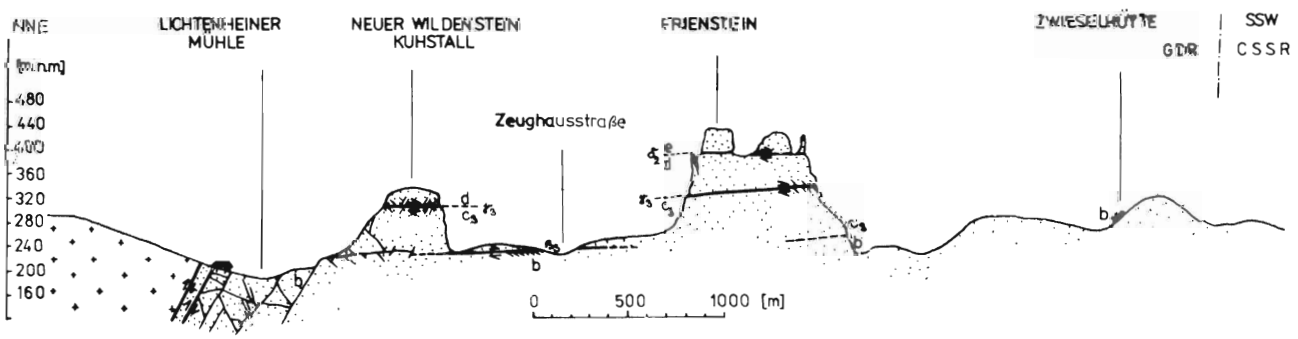


Fig. 1. Geological profile of the Elbsandsteingebirge Mts. between Lichtenheiner Mühle and eastern surroundings of Schmilka (Bad Schandau area).

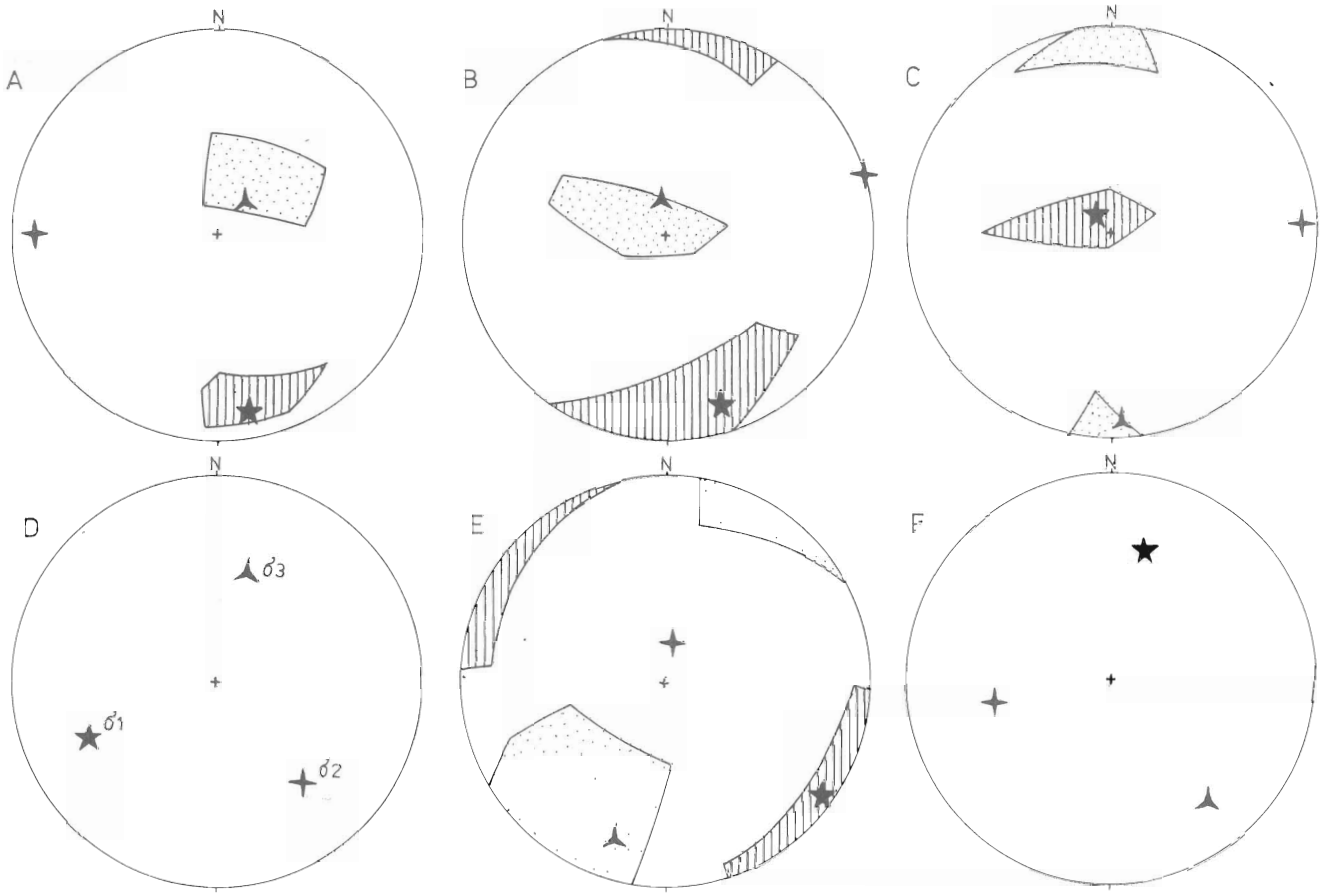


Fig. 2. Orientation of main axes of stress tensor in central parts of the Bohemian Cretaceous Basin. A — Lichtenhainer Mühle, B — Suché skály (α), C — Suché skály (β), D — Suché skály (γ), E — Suché skály (δ), F — Schneideberg near Dubá.

The frequency of such surfaces decreases with the growing distance from the fault and silicification preserves only along surfaces running parallel to bedding planes and the immediate surroundings. The N—S compression related with reverse faulting resulted here in shift-faulting within horizontally bedded sandstone (Fig. 1). Thrust surfaces generated along mechanically weaker intercalations with higher clay contents or in pronouncedly different mechanical texture than the surrounding rocks. These surfaces are separating several tens of meters thick quartz arenite layers devoid of deformational traces. The amount of displacement was not stated. Frequent and even silicified Riedel's shear surfaces point to the motion of the hanging wall to the south.

The Elbsandsteingebirge Mts. are characterized by the presence of so called "ashlar" jointing i. e. by two mutually perpendicular joint systems of subvertical orientation. Their orientations are almost the same in the entire area. The N—S trending joints are frequently open tension gashes whereas the E—W trending ones are more closed and, near to the thrust planes, point to connections with Riedel's shear surfaces. Probably, also the joint system developed here as the result of the same compression.

Effects of compressional tectonic phase along the Lužice Fault have already been studied in the Elbsandsteingebirge area (Seifert, 1932). The analysis of nivelled surfaces preceeding basalt eruptions disclosed the earlier age of reverse faults than is the age of basalt bodies (Wagenbreth, 1967). A subsequent tensional phase caused there only small normal faulting in the northerly blocks.

Paleostress orientation analysis of the eastern Lužice Fault along the margin of the Bohemian Cretaceous Basin between Malá Skála and Rovensko p. T.

The oldermost structural element in the area is a flexure creating margin to the Bohemian Cretaceous Basin between Malá Skála and Rovensko pod Troskami (Fig. 3a). The Korycany sandstone reveals here dips between 20°—40° and the middle limb of the flexure is sheared along with the upthrow of the NE block. The dip angle gradually increases and its orientations change northerly from Koberovy. Coin-

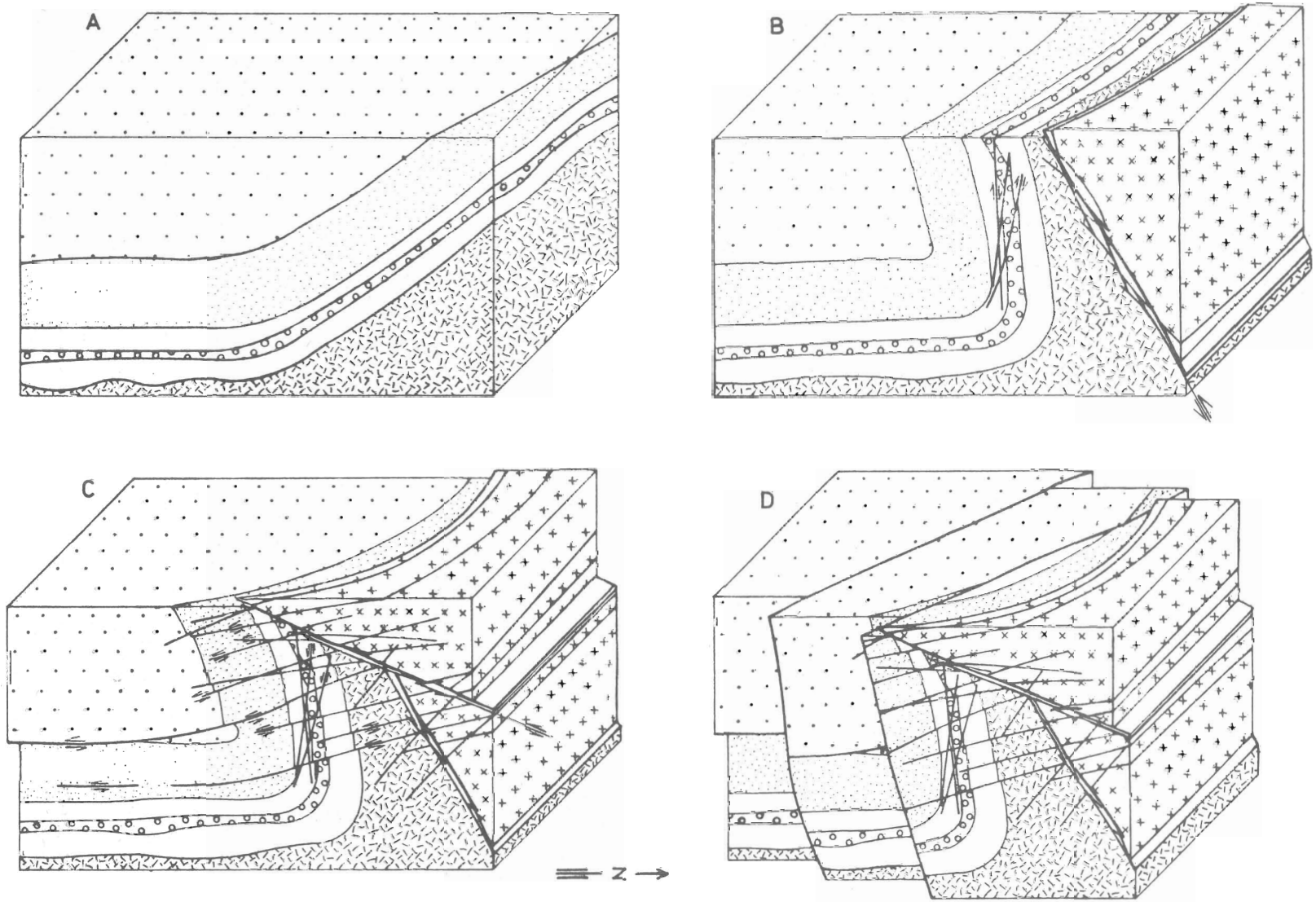


Fig. 3. Structural development of the margin of the Bohemian Cretaceous Basin near Malá Skála. A — flexure stage, B — phase α, C — phase β, D — phase δ of north-eastern segment.

cidence of both features indicates a common source what is the influence of the Lužice Fault running in about 300 m distance (Coubal, 1989).

Structures of the Cretaceous along the Lužice Fault are well expressed e. g. in the Suché skály area NE from Turnov. Slickenside analysis revealed in this area the following partial tectonic events:

Phase α. Gradual approaching of the flexure and the Lužice Fault results in the rearrangement of bedding planes from average 230/30 into 355/50 (dip plane orientation and angle) within the immediate surroundings of the Lužice Fault. The feature points to the upthrow of the northern block along the fault plane dipping under medium angle to the N. Slickenside analysis of the phase (Fig. 2b) revealed subhorizontal N—S compression and the resulting reverse fault induced dragging of beds in the footwall (Fig. 3b). During increasing bending of single beds a creep developed along bedding surfaces together with shearing of the southerly blocks with the compressed nucleus of the bending (Fig. 3b).

Phase β. During the next phase the σ_1 and σ_3 strains became inversed (Fig. 2c). Upthrow of the northerly block along low angle surface occurred along the Lužice Fault (Fig. 3c). The phase appeared within Korycany sandstone by development of dense Riedel's shear surfaces represented by southerly dipping low-angle silicified zones and tectonic polishes crossing obliquely to normally to the erected bedding surfaces. In subhorizontaly lying Middle Turonian to Coniacian sediments (Jizera and Břežany Fms.) this phase resulted in southward shift-faulting affecting few kilometres from the fault. Thrust surfaces there are also silicified and related with Riedel's shear surfaces (e. g. the Sokol hill).

Southerly from the Lužice Fault the margin of the Bohemian Cretaceous Basin gradually deviates and also the influence of related tectonic phases α and β gradually disappear. A more distinct further phase may be revealed by slickenside analysis in the Suché skály area.

Phase γ. The maximum strain component is dipping at various angles to SW and the minimum one to NNE (Fig. 2d). Mostly faults of NE—SW to ENE—WSW strike became activated in this phase as oblique slip faults with transversal segmentation of the Cenomanian sandstone belt along the NE margin of the Bohemian Cretaceous Basin. The largest shift attaining 1 km occurred along the Kozákov Fault.

Phase δ. The Malá Skála area together with the southerly rock tower areas (e. g. the Klokočské skály) are deformed by high-angle faults trending NNW—SSE and inducing horizontal slips (Fig. 3d). Strain orientation is indicated by fig. 2e. The faults running roughly parallel to the Bohemian Cretaceous Basin margin obliquely dissect the structures originated during phases α and β within the Malá skála area. Mutual relations of phases γ and δ are difficult to establish however boths are subsequent to α and β ones (Coubal, 1989).

Paleostress orientation analysis along the Středohorský Fault in wider surroundings of Česká Lípa and Dubá

A thrust of Coniacian sandstone over flyschoid facies of the same age was uncovered in Lasvice village near Zákupy. Movement striae on polishes do not occur there but the frequent Riedel's shear surfaces and dragging of beds near the fault indicate N—S transport direction of the hanging wall. Similar deformations are present in excavations at the northern margin of Česká Lípa. Within an about 100 m broad zone, low-angle thrust planes are strongly folded by folds attaining several tens of metres size with limbs dipping by up to 70°. The N—S trending fold axes show E—W orientation of the principal stress during this late phase.

Subhorizontal polishes are preserved near to the stratigraphic top of the Jizera sandstone in several dm thick silicified belts parallel to bedding surfaces on the Schneideberg hill E from Dubá or on the Bezvel hill near Katusice. Slickensides on polishes reveal N—S to NW—SE orientation and the respective principal stress attitudes are represented by fig. 2f. Frequent crushed zones of subhorizontal orientation are mentioned together with polishes by Doležal (1976) from drillings into Cretaceous sediments of the Strážský block unit.

Discussion

Post-Cretaceous space reduction of the basin is also evidenced by deuteric bending of flexure orientation creating the northeastern margin of the Bohemian Cretaceous Basin between Rovensko pod Troskami and Koberovy. This rearrangement of orientation changed the original NW—SE trend into a WNW—ESE one. Further deformation phases are superponed over this first one. Deformations reflecting an E—W principal stress orientation could be discerned near Česká Lípa, Malá Skála, Mochov and elsewhere. Even a tension phase showing NE—SW orientation of the relative tension manifested in the central parts of the Bohemian Cretaceous Basin.

The lack of younger sediments hinders more accurate geological dating of the N—S compressional phase. With respect to the lack of respective deformations within young volcanic bodies of the Elbsandsteingebirge Mts. or near Dubá, the relative

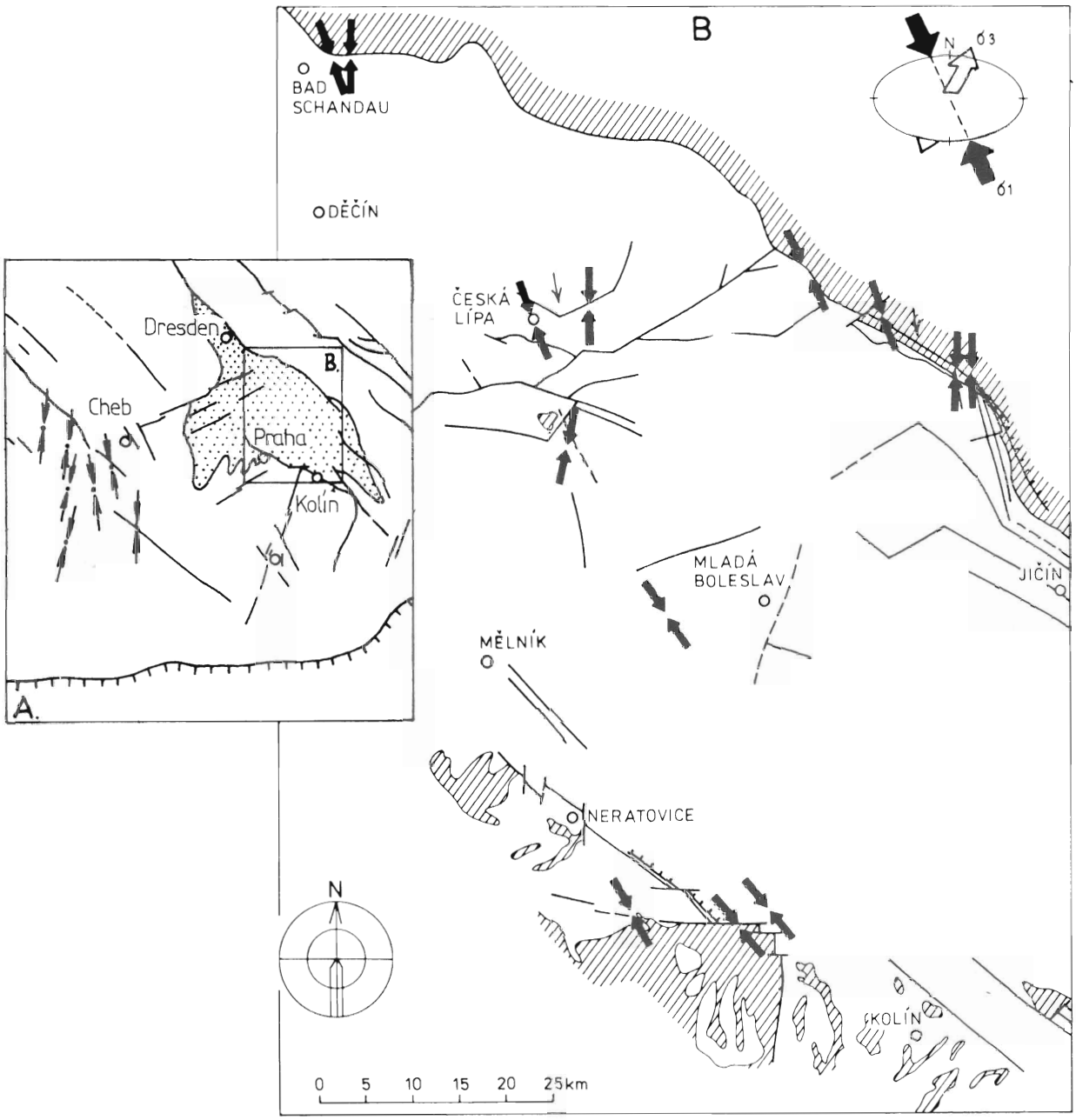


Fig. 4. Reconstruction of principal stress orientations. A — Upper Eocene along the western margin of the Bohemian Massif (according to Bergerat, 1987), B — during phase in the central part of the Bohemian Cretaceous Basin.

age is about Paleogene. Mutual interactions of tectonic events within the Alpine-Carpathian orogenic belt and its foreland have been already postulated and chronologically compared by Malkovský (1971). Bergerat (1987) submitted reconstructions of paleostress orientations for the Alpine foreland between the Pyrenees and the Bohemian Massif. The phase of N—S compression is assumed by her as one of the most important deformations dated Upper Eocene. The respective age is Middle Paleocene to Lower Eocene according to Ziegler (1987). Eocene to Lower Oligocene compression in the Alpine foreland representing the Pyrenean phase has been postulated by Roth and Procházková (1988).

Effects of N—S compression discovered in the central part of the Bohemian Cretaceous Basin may be interpreted as proof of tectonic processes in the Alpine-Carpathian orogenic belt influencing the foreland made of the Bohemian Massif.

Conclusion

Tectonic features indicating strong N—S compression in certain stages of Saxonian tectonics are

preserved in many places in central parts of the Bohemian Cretaceous Basin (Fig. 4). The principal stress orientation is in most localities a horizontal one. Detailed investigations into deformations along the Lužice Fault in the Malá Skála area disclosed that this tectonic process was composed of several subsequent partial events. Compression mainly manifested along large faults of E—W and NE—SE strike, where the tectonically weakened basement did not retain the acting strain. Cretaceous sediments in the near vicinity of faults have been dissected by thrusts whereas in distances reaching several kilometers the more competent rocks underwent shift-faulting due to the N—S space reductions.

References

Angelier, J. a Mechler, P. 1977: Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. géol. France, 19, 1 309—1 318.*

Angelier, J., Tarantola, A., Valette, B. a Manousis, S. 1982: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophys. Journ., Roy. astron. Soc., 69, 607—621*

Arthaud, F. 1969: Méthode de determination graphique des directions de recornurcissement, d'allongement et intermediare d'une population de failles. *Bull. Soc. geol. France, 11, 729—737.*

Bergerat, F. 1987: Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics, 6, 2, 99—132.*

Coubal, M. 1989: Stavba střední části české křídové pánve. *Manuskript — archiv ÚUG.*

Čepek, L. et al.: 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M—33—XVI Hradec Králové. *Geofond Praha.*

Doležel, M. 1976: Radial and horizontal fault tectonics in the northern part of the Stráž block (Cretaceous), northern Bohemian. *Věst. Ústř. Úst. geol., 51, 321—330.*

Malkovský, M. 1971: Korrelationsschema der neoiden tektonischen Entwicklung des Böhmischen Massivs, der Ostalpen und der Westkarpaten. *Věst. Ústř. Úst. geol., 46, 6, 321—329.*

Roth, Z. a Procházková, D. 1988: Dynamika oblasti atomové elektrárny Jaslovské Bohunice z širšího geologicko-geofyzikálního pohledu. *In: Interpretace geofyzikálních dat. Sborník referátů z III. odborného semináře, konaného ve dnech 13. —14. 4. 1988. Geofyzika Brno.*

Seifert, A. 1932: Horizontalverschiebungen im sächsischen Turon-Quader rechts der Elbe als Auswirkungen der Lausitzer Überschiebung. *Neu. Jb. Miner. Beil., (Stuttgart), 69B, 35—62.*

Ziegler, P. A. 1987: Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland-a geodynamic model. *Tectonophysics, 137, 389—420.*

Mineralia slovaca, 22 (1990). 145—148

Střižné zóny v magmatických horninách

ROSTISLAV MELICHAR

Katedra geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty Univerzity J. E. Purkyně, Kotlářská 2, 611 37 Brno

(Doručené 29. 2. 1989, revidovaná verzia doručená 12. 10. 1989)

Shear zones in igneous rocks

The origin of deformation structures in dependence of mechanic properties of magmatite during solidification of magma is discussed in the article. The attention is paid mainly to shear zones of incompletely solidified rocks. Their study could enable to determine the stress field and its dating using radiometric age of rock.

Úvod

Tektonikou magmatických hornin se zabývali Cloos (1925) a Balk (1937), kteří položili základy studia deformací vyvřelin. Většina prací zaměřených na projevy střižného napětí v magmatitech je věnována magmatickým tokovým strukturám a deformacím pevné fáze. Poněkud mimo hlavní směr zájmu deformační analýzy je studium deformací magmatitů v tuhotekutém stavu, i když tyto výzkumy mohou přinést jedinečné informace. Ani Cloos (1928) neuvažuje o jiné interpretaci 1,4 m mocné zóny odlišné paralelní stavby než jako pásma s jiným směrem magmatického toku.

Vznik deformačních struktur

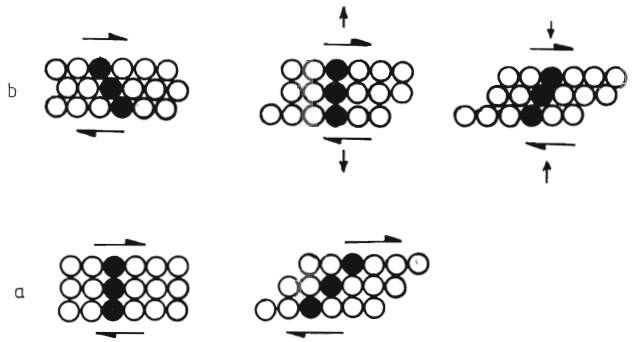
Vznik deformačních struktur závisí na mechanických vlastnostech hornin. U magmatitů se tyto vlastnosti v průběhu geneze horniny podstatně mění a mění se i strukturní záznam deformace. To umožňuje již podle charakteru deformačních struktur jejich přibližné časové zařazení podle etap vývoje mechanických vlastností magmatitu. Lze vyčlenit tři základní etapy: 1. etapu raně krystalizační, 2. etapu pozdně krystalizační a 3. etapu postkrystalizační. Jednotlivé etapy jsou rozlišeny podle stupně dovršení procesu krystalizace z magmatu.

Etapa raně krystalizační

Pokud magma neobsahuje žádnou pevnou fázi, může volně proudit do oblastí s nižším tlakem. Rovněž určité množství pevné fáze unášené v suspenzi nebrání magmatu chovat se jako kapalina. Pohyb magmatu se strukturně zaznamenává v podobě tokových struktur, které popsali mnozí autoři. Poznatky shrnul např. Jelisejev (1953). Základními mechanickými vlastnostmi v raně krystalizační etapě jsou nulová pevnost a neschopnost magmatu stabilně odolávat střižnému napětí. Z toho vyplývá, že se magma „deformuje" působením i velmi malých napětí a tak dosahuje vysokých deformací. Při laminárním toku jsou nehomogenity v magmatu vytaženy do protáhlých šlír a protáhlé krystaly unášené magmatem jsou orientovány do plochy toku a ve směru toku. Plochy toku jsou zpravidla souběžné se stěnami magmatického tělesa a linie odrážejí směr proudění magmatu. Studiem těchto prvků tedy můžeme určit tvar tělesa a případně oblast zdroje magmatu, avšak nikoliv regionální napěťové pole působící v době intruze. Tokové struktury, i když jsou projevem působení střižného napětí, neřadíme mezi střižné zóny.

Etapa pozdně krystalizační

Růst stupně krystalizace je spjat s růstem obsahu pevné fáze v tavenině. Zprvu je tento obsah malý a nemá téměř vliv na vlastnosti magmatu. Avšak při určitém obsahu (mez nasycení krystaly, nebo při anatexi mez ztekucení) si pevné částice začnou vadit v pohybu, a tím brání i pohybu taveniny. Mezní obsah částic lze teoreticky znázornit pomocí modelu s kulovými částicemi. Čtvercové uspořádání částic tvaru koule (obr. 1a) je limitující pro pohyb lamin kapaliny. Kapalina při tomto uspořádání může ještě laminárně téci. Teoretický obsah pevné fáze je 52,4 %. Vyšší obsah částic, např. při nejtěsnějším uspořádání koulí, již brání volnému toku, neboť pro pohyb lamin je potřebné rozrušení uspořádání. To se projeví jako pevnost ještě ne zcela utuhlé horniny. Skutečný obsah pevné fáze při mezi nasycení krystaly se však liší od teoretické hodnoty 52,4 %,



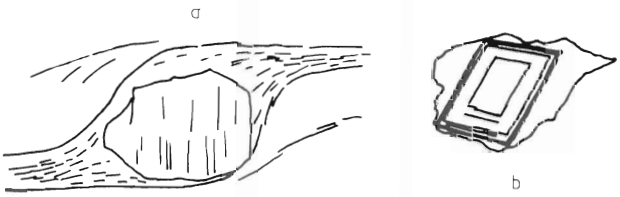
Obr. 1. Prostý střih v magmatu s obsahem pevných kulových částic. a — čtvercové uspořádání částic je limitující, ještě umožňuje laminární tok magmatu, b — nejtěsnější uspořádání již neumožňuje volný tok, nejprve je nutné rozrušení uspořádání a zvětšení obsahu taveniny, po ukončení pohybu se opět vytvoří kostra nejtěsnějšího uspořádání.
Fig. 1. Simple shear in magma with the content of solid spheroidal particles. a — quadratic arrangement of particles is a limit border, which enables laminar flow of magma, b — the closest setting does not enable free flow, it is necessary to disturb this setting and increase the content of fluid, after finishing of movement skeleton of the closest setting is formed.

a to vlivem odlišného tvaru a různé velikosti částic. Jednak mají krystaly tvar polyedrů, a nikoliv koulí, jednak lze do stavby vtěsnat určité množství menších částic, aniž by to omezilo schopnost vzájemného pohybu lamin. Experimentálně stanovili Molen a Paterson (1979) mezní obsah pevné fáze na 70 %. Nad touto mezí se magmatická hornina chová podobně jako pevná látka: má nenulovou pevnost a může stabilně vydržet určité střižné napětí.

V hornině se vytváří krystalová kostra, schopná přenášet napětí. Tím dojde k oddělení všesměrného tlaku tekuté fáze a napětí v pevné fázi a obě veličiny se stanou na sobě poměrně nezávislými. Nyní vše závisí na vztahu rychlostí krystalizace a deformace. Je-li krystalizace zbytku taveniny rychlá a deformace pomalá, postačí pro malé přetvoření elastická deformace a strukturní záznam ve zjistitelné podobě nevznikne. Překročí-li však velikost deformace mez elasticity krystalové kostry před úplným utuhnutím horniny, rozruší se tato kostra, a tím vznikne i strukturní záznam deformace. K rozrušení může dojít třemi způsoby. Kompresí dochází v místech nižší pevnosti ke vzniku pásem, z nichž je vytlačena zbytková tavenina. Tato pásma jsou orientována kolmo na maximální hlavní napětí. Charakteristickým znakem je ochuzení o později krystalizující fáze a obohacení o dříve vykrystalizovanou fázi, zejména o vyrostlice. V těchto zónách pak můžeme očekávat procesy odpovídající plně vykrystalizované hornině (Hibbard, 1987). Pásma stlačení krystalové kostry se tedy jeví jako oblasti odlišné diferenciace magmatu. Kolmo na minimální hlavní napětí mohou vznikat neostře omezená pásma odpovídající svým charakterem žilám. Tato pásma mají rovněž složení odlišné od okolní horniny. Jsou obohacena o později krystalizující fáze ze zbytkové taveniny. Třetím, a zřejmě nejčastějším způsobem rozrušení krystalové kostry je vznik střižných zón.

Vývoj těchto střižných zón lze dobře demonstrovat na teoretickém modelu při nejtěsnějším uspořádání koulí (obr. 1b). Po překročení meze pevnosti se kostra krystalů rozruší, přitom se zvětší vzdálenosti mezi zrny a zvýší se pórovitost. Tlak kapaliny v oblasti rozrušení poklesne a z okolí je zbytková tavenina vcezena do zóny střihu. To umožní vznik „toku" v zónách rozrušení stavby ve smyslu střižného napětí. Původní prvky magmatického toku se stáčejí do nových směrů v závislosti na velikosti střihu. Po uvolnění střižného napětí se opět vytvoří kostra krystalů. Snížením pórovitosti zbytková tavenina v zóně střihu přebývá, zvyšuje se její tlak a zároveň se tím snižuje efektivní napětí. Hornina se pak může v drobném měřítku deformovat křehce. Mohou vznikat drobné interkrystalové a intrakrystalové žilky, jaké popsal Hibbard (1980).

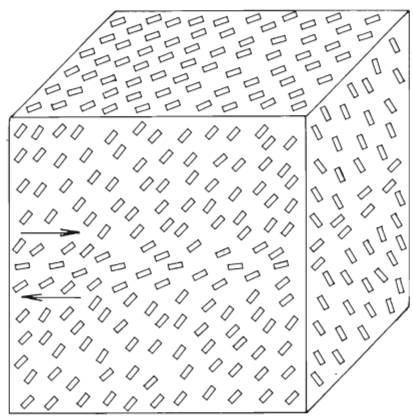
Mikrostrukturní výzkumy deformace neúplně vykrystalizovaných magmatitů shrnul Hibbard (1987). Za základní znak deformace v tomto stavu považuje redistribuci zbytkové taveniny v okolí krystalů. Zatímco ve statickém prostředí je krystal zbytkovou taveninou lemován rovnoměrně, je zbytková tavenina při deformaci akumulována v tlakových stínech (obr. 2).



Obr. 2. Tlakové stíny v okolí krystalů ve střižné zóně. a — porfyroklast typu σ z mylonitu (podle fotografie z práce Simpsonovy, 1986), b — idiomorfní krystal dorostlý v tlakových stínech ze zbytkové taveniny, deformovaný granitoid (podle fotografie z práce Hibbardovy, 1987).
Fig. 2. Pressure shadows in surroundings of crystals in shear zone. a — σ — type of porphyroclast from mylonite (according the photography from Simpson, 1986), b — idiomorphic crystal growing in pressure shadow from residual liquid, distorted granitoid (according to the photograph from Hibbard, 1987).

Střižné zóny neúplně utuhlých magmatitů lze dobře pozorovat u hornin s vyvinutou tokovou strukturou, která je porušena střižnými zónami. Střižné zóny se pak projevují jako pásma se stočenými prvky původní tokové stavby (obr. 3). Výrazné jsou zejména v granitoidních horninách s vyrostlicemi. U těchto hornin, pokud tuhly v napěťovém poli, jsou splněny všechny podmínky pro vznik a dobrou pozorovatelnost střižných zón tuhotekuté fáze. Vyrostlice dobře vyznačují tokové struktury, které jsou vlivem vysoké

viskozity magmatu téměř vždy zřetelně vyvinuty. Hloubka tuhnutí zabezpečuje pomalé chladnutí, a tím umožňuje i projevy deformací o nízké rychlosti. Takovou vhodnou horninou v Českém masívu jsou durbachity autorem studovaného třebíčského masívu. Pozorované střižné zóny tuhotekuté fáze v sv. části masívu jsou poměrně málo mocné, maximální zjištěná mocnost byla 5 cm. Délku střižných zón nebylo možno zjistit přímo, avšak podle často pozorovaných zakončení těchto zón na výchozech lze předpokládat, že jejich délka nepřesahuje 10—20 m. Pozorované střižné zóny byly zakončeny dvojím způsobem: jednak prostým vyzněním pohybu ve střižné zóně, jednak strukturou koňského ohonu s rozštěpením a ohnutím zóny střihu a postupným vyzněním pohybu v jednotlivých větvích. Stočené vyrostlice živců umožňují určit smysl pohybu ve střižné zóně (obr. 3).



Obr. 3. Blokdiagram granitoidní horniny se střižnou zónou. Toková struktura je vyznačena živcovými vyrostlicemi. Střižná zóna neúplně utuhlé taveniny probíhá horizontálně středem diagramu. Na čelní straně bloku lze pozorovat stáčení vyrostlic podle smyslu střihu. Boční strana ukazuje řez kolmý na směr střihu, v němž nelze určit smysl pohybu.
Fig. 3. Block-diagram of granitoid rock with shear zone. The flow texture is marked by feldspar phenocrysts. The shear zone of incompletely solidified liquid runs horizontally through the centre of diagram. The bending of phenocrysts according to the sense of shear is visible on the face of the diagram. Cross-section perpendicular to the direction of shear, in which it is not possible to determine the sense of movemet, is shown on the side of the diagram.

Přesné určení směru pohybu ve střižné zóně je problematické. Lineace směru pohybu by odpovídala lineaci roztažení, která vzniká v duktilních střižných zónách. Roztažení však proběhlo ve zbytkové tavenině, která později utuhla víceméně všesměrně. A tak, pokud magma neobsahovalo lineárně protažené vyrostlice, nelze přesně určit směr střihu, a proto nelze zatím přesně stanovit ani odpovídající napěťové pole. U hornin, v nichž je vyvinuta lineární toková stavba, lze tuto lineaci určit přesně, a pak lze pro zjištění směrů os hlavních napětí použít některé ze známých metod (Angelier a Mechler, 1977; Alexandrowski, 1986). Zjištěné napěťové pole je časově téměř shodné s radiometrickým stářím horniny, a je to nejstarší regionální napěťové pole, které lze určit v magmatické hornině.

Etapa postkrystalizační

I když z názvu etapy plyne, že krystalizace proběhla až do konce, je nutno sem zařadit i horninu, u níž vykrystalizovalo již 95 % objemu a více. Při tak velkém obsahu pevné fáze se hornina chová prakticky jako utuhlá. Má téměř stejnou pevnost, ale vyšší pórovitost než zcela pevná hornina. Deformace probíhá v zásadě dvěma způsoby, křehce nebo duktilně, a to v závislosti na vnějších podmínkách. Vysoká homologická teplota, blízká jedné, by měla umožnit duktilní deformaci, avšak vysoký tlak fluidní fáze snižuje efektní napětí a způsobuje křehkost deformace. Výsledkem jsou různé přechodné křehce duktilní a křehké deformace horniny, obdobné deformacím pevné horniny, kterým je věnováno mnoho odborné literatury. Poznatky o střižných zónách shrnul Ramsay (1980).

Shrnutí

Podle mechanických vlastností byly rozlišeny tři etapy ve vývoji magmatické horniny v závislosti na stupni krystalizace: raně krystalizační, pozdně krystalizační a postkrystalizační. Působící střižné napětí se v raně krystalizační etapě projevuje vznikem tokových struktur. Pro pozdně krystalizační etapu jsou typické střižné zóny neúplně utuhlých tavenin. Jsou charakterizovány „ohybem" původních tokových struktur, většinou bez tvarové deformace zrn horniny. V mikroskopickém měřítku mohou vznikat tlakové stíny tvořené zbytkovou taveninou. Vznik střižných zón neúplně utuhlých tavenin je podmíněn: vytvořením krystalové kostry, schopné odolávat střižnému napětí; vysokou viskozitou magmatu, vedoucí ke vzniku tokových struktur; dostatečně velkou rychlostí deformace vzhledem k rychlosti tuhnutí, aby se deformace projevila před konečným utuhnutím horniny. Tyto podmínky nejlépe splňují granitoidní horniny s vyrostlicemi. Právě z granitoidů byla popsána většina deformačních struktur neúplně utuhlých tavenin. Střižné zóny vznikající ve třetí etapě odpovídají svým charakterem střižným zónám vytvořeným v jiných pevných horninách. Od předchozích se liší deformací horninových zrn.

Literatura

Alexandrowski, P. 1986: Graphical determination of principal directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *J. struct. Geol.*, *7*, 73—82.

Angelier, J. a Mechler, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France, 19, 1 309—1 318.*

Balk, R. 1937: Structural behaviour of igneous rocks. *Geol. Soc. Amer., Mem., 5, 121—129.*

Cloos, H. 1925: Einführung in die Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). *Verlag von Gebrüder Borntraeger. Berlin.*

Cloos, H. 1928: Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika. Skandinavien und Mitteleuropa. *Fortschr. Geol. Paläont., 7. 21, 241—327 (1—87).*

Hibbard, M. J. 1980: Indigenous source of late-stage dikes and veins in granitic plutons. *Econ. Geol., 75, 410—423.*

Hibbard, M. J. 1987: Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol., 95, 543—561.*

Jelisejev, N. A. 1953: Strukturnaja petrologija. Leningrad.

Molen, I. van der, Paterson, M. S. 1979: Experimental deformation of partially-melted granite. *Contr. Mineral. Petrol., 70.*

Ramsay, J. G. 1980: Shear zone geometry: a review. *J. struct. Geol., 2, 83—99.*

Simpson, C. 1986: Determination of movement sense in mylonites. *J. geol. Educ., 34, 246—261.*

Shear zones in igneous rocks

The basis of investigation of primary igneous rock deformations were formed by Cloos (1925) and Balk (1937). Character of deformation textures depends on mechanic properties of rocks. These properties change substantially during the course of the genesis of igneous rock and by it textural record of deformation changes, too. This enables to define deformation textures according to their character and stages of the development of mechanic properties of igneous rock. Three basic stages can be defined: 1. early crystallization, 2. late crystallization, 3. post-crystallization of magma, because the relation between solid and liquid phase influencies decisively mechanic properties.

The early crystallization stage is characterised by free flow of magma, which is enabled by zero shear strenght in liquid and by zero or very small content of solid phase. The movement of magma is recorded in form of flow textures, which do not reflect regional stress field, but the shape of a body.

In the late crystallization stage magma has got some shear strenght, which is given to it crystal structure. This is formed at the content of solid phase above 70% (Molen and Paterson, 1979). If the rate of deformation is too high regarding to the rate of solidification, the destruction of crystal structure takes place, which can be observed in different textural records.

Zones of compression impoverished of residual liquid originate by the compression of the crystal structure. Pressed liquid phase accumulates in fuzzy zones, which correspond by their character with veins. Shear destruction of crystal structure is very abundant. Shear zones in incompletely solidified magma originate. Their development is accompanied by changes in porosity and by changes of liquid phase pressure (Fig. 1). The decrease of effective pressure can lead to the origin of small inter- and intracrystal veins, which were described by Hibbard (1980). These shear zones could be well observed in rocks with developed flow structure, which is dislocated and bended by them (Fig. 3). Shear zones were observed by the author in durbachites of the Třebíč massif in the eastern part of the Bohemian massif. These shear zones have small thickness, the maximum ascertained thickness was 5 cm. The lenght could not be measured directly, but it can be judged at 10—20 m considering often observed edges of zones on outcrops. The edges had two forms: partly by simple ending of the movement on shear zone, partly by the stucture of horse-tail with splitting of zone and bending of it.

These sense of shear could be determined by bending of flow planes, we did not manage to determine the direction of movement precisely, because rock does not contain linear phenocrysts. It is possible to determine the direction of shear for rocks, where linear flow structure is developed. Then it is also possible to determine directions of axes of main stresses according to some known methods (Angelier and Mechler, 1977; Alexandrowski, 1986). Stress field determined in this way is chronologically almost identic with radiometric age of rock and this is the oldest regional stress field, which can be determined in igneous rock. The deformation of incompletely solidified magma manifests also microscopically by redistribution of residual liquid from the surroundings of a crystal into pressure shadows (Hibbard, 1987).

More than 95% of magma is crystallized in the post magmatic stage. This material behaves as ideal solid body and the deformation manifests by ductile to brittle shear zones. Knowledge about them were summarized by Ramsay (1980).

Mineralia slovaca, 22 (1990), 149—154

Vztah metamorfózy a střižných zón na příkladě severní části keprnické klenby

TAMARA SIDORINOVÁ

Ústřední ústav geologický, Podbělohorská 47, 150 00 Praha 5

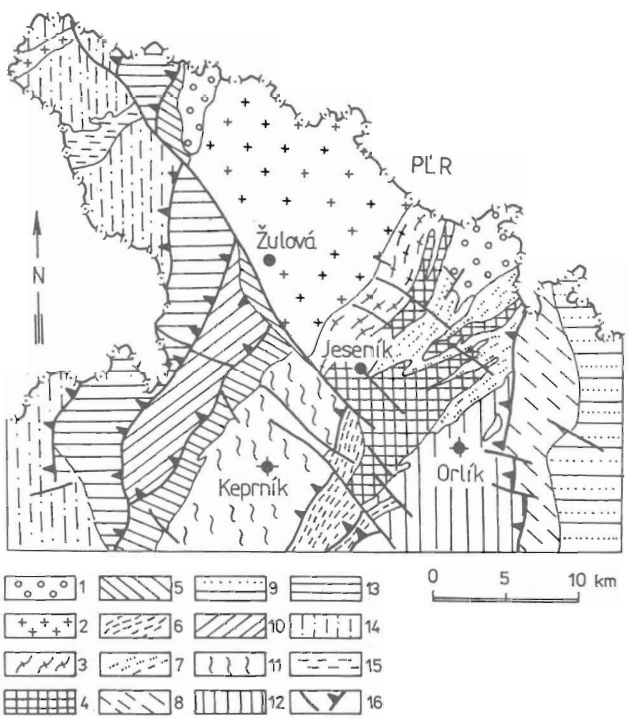
(Doručené 24. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 29. 5. 1989)

Relation of metamorphosis to shear zones in the northern part of the Keprník anticlinal dome

Lithostratigraphical units of the northern part of the Keprník anticlinal dome represent probably flat tectonic slices of downslip fault character. These slices lie cross to the main N — S horizontal shift of the Staré Město zone and it forms together with it tectonic fan. Deformation ellipsoides were calculated for metaconglomerates of the Branné Group and for staurolite mica schists of the Keprník Group. Deformation scale readed from K — diagram is similar for both lithostratigraphic units. Growth of index crystals of biotite, garnet, staurolite and sillimanite witnesses Variscan progressive metamorphosis. Metamorphosis took place together with ductile downward movement of tectonic slices until the stage of staurolite growth. Normal slip-fault character of structures and quick increase of temperature points out the extension regimen of the area.

Úvod

Metamorfní vývoj sz. části moravské střižné zóny probíhal na rozhraní duktilního horizontálního posunu staroměstského pásma a keprnické klenby (Rajlich, 1987). Vyskytují se zde tektonické šupiny staršího paleozoika a proterozoika, tvořící s horizontálním posunem staroměstského pásma negativní tektonický vějíř s tektonickým transportem šupin v poklesovém režimu směrem k centru horizontálního posunu (obr. 1, 2)



◄ Obr. 1. Geologická mapa širšího okolí studovaného území. 1 — sedimenty tercieru, 2 — žulovský pluton, 3 — plášť žulovského plutonu, 4 — jesenický amfibolitový masív, 5 — skupina Branné, 6 — skupina Červenohorského sedla, 7 — rejvízská skupina, 8 — vrbenská skupina, 9 — andělskohorské vrstvy, 10 — velkovrbenská skupina, 11 — keprnická skupina, 12 — desenská skupina, 13 — staroměstská skupina, 14 — sněžnická skupina, 15 — stróňská skupina, 16 — příčné a podélné dislokace.

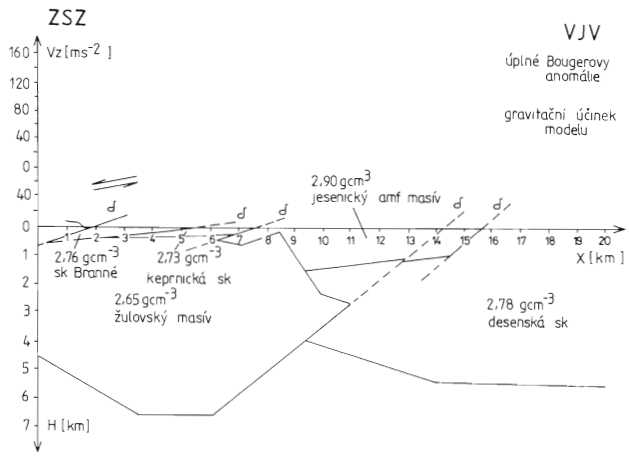
Fig. 1. Geological map of studied area surroundings. 1 — Cenozoic sediments, 2 — the Žulová pluton, 3 — envelope of the Žulová pluton, 4 — the Jeseníky amphibolite massif, 5 — the Branná Group, 6 — the Červenohorské sedlo Group, 7 — the Rejvíz Group, 8 — the Vrbno Group, 9 — the Andělské hory Member, 10 — the Velké Vrbno Group, 11 — the Kerpník Group, 12 — the Desná Group, 13 — the Staré Město Group, 14 — the Sněžník Group, 15 — the Stróň Group, 16 — transverse and lenghtwise faults.

Litostratigraficky se území člení na dvě jednotky: na keprnickou skupinu a skupinu Branné (např. Mísař et al., 1983). Základní stavba území má tvar plochých tektonických šupin, popsaných naposledy Rychtárem a Rybákem (1987). Šupiny pravděpodobně představují litostratigrafické jednotky, t. j. skupinu Branné a keprnickou skupinu.

Tektonika oblasti

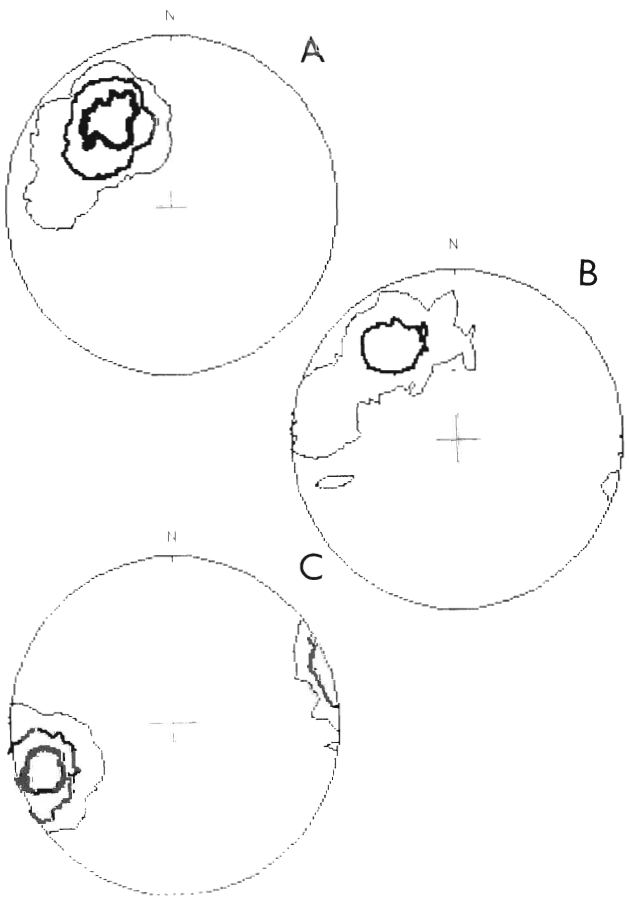
Častý výskyt lineace roztažení a asymetrických struktur (Rajlich, 1987) v horninách ukazuje na to, že byly deformovány v režimu prostého střihu. Ploše ukloněná foliace a regionálně poměrně stálý vsv.-zjz. směr lineace dokládají, že tektonický styl je dán výše uvedenou šupinovou stavbou.

Foliace má plochý, poměrně konstantní úklon asi 30 ° k západu (obr. 3). V terénu ji představují různé



Obr. 2. Kvantitativní gravimetrická interpretace profilu 1 — 1', šipky udávají smysl pohybu; podle Rychtára a Rybáka (1987).

Fig. 2. Quantitative gravimetric interpretation of 1—1' profile, the sense of movement is given by arrows; according to Rychtár and Rybák (1987).



Obr. 3. Konturové diagramy sklonu foliací ve skupině Branné (A) a v keprnické skupině (B) a směrů lineací v obou jednotkách (C).

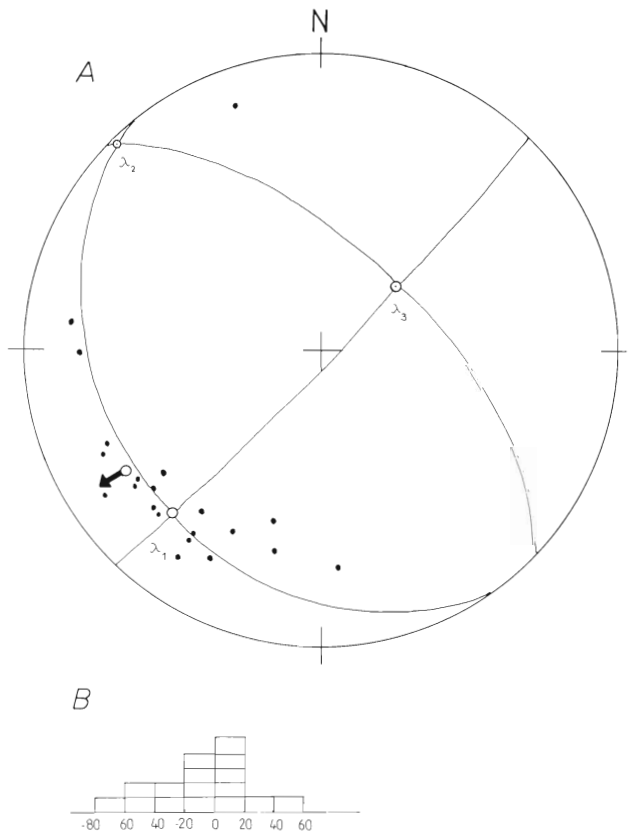
Fig. 3. Contoured diagrams of the dip of foliation in the Branné Group (A) and in the Kepmík Group (B) and of strike of lineations in both units (C).

plochy, podle typu horniny: zploštění agregátů biotitu v ortorule, plochy odlučnosti v kvarcitech, rovina největšího protažení valounů v metakonglomerátech nebo krystalizační břidličnatost v metapelitech.

Lineace roztažení (obr. 3) je v keprnické ortorule nejlépe viditelná na protažení biotitových agregátů, kde křemen a živce tvoří zploštělé stébelnaté útvary, oddělené biotitovými agregáty. Podobně jsou protaženy i křemenné valouny v metakonglomerátech ve skupině Branné. Jejich nejdelší osa je rovnoběžná s regionální lineací. Rovněž staurolitové porfyroblasty ve svorech jsou usměrněné ve směru regionální lineace. Dokládají tak roztahování horniny v průběhu její krystalizace.

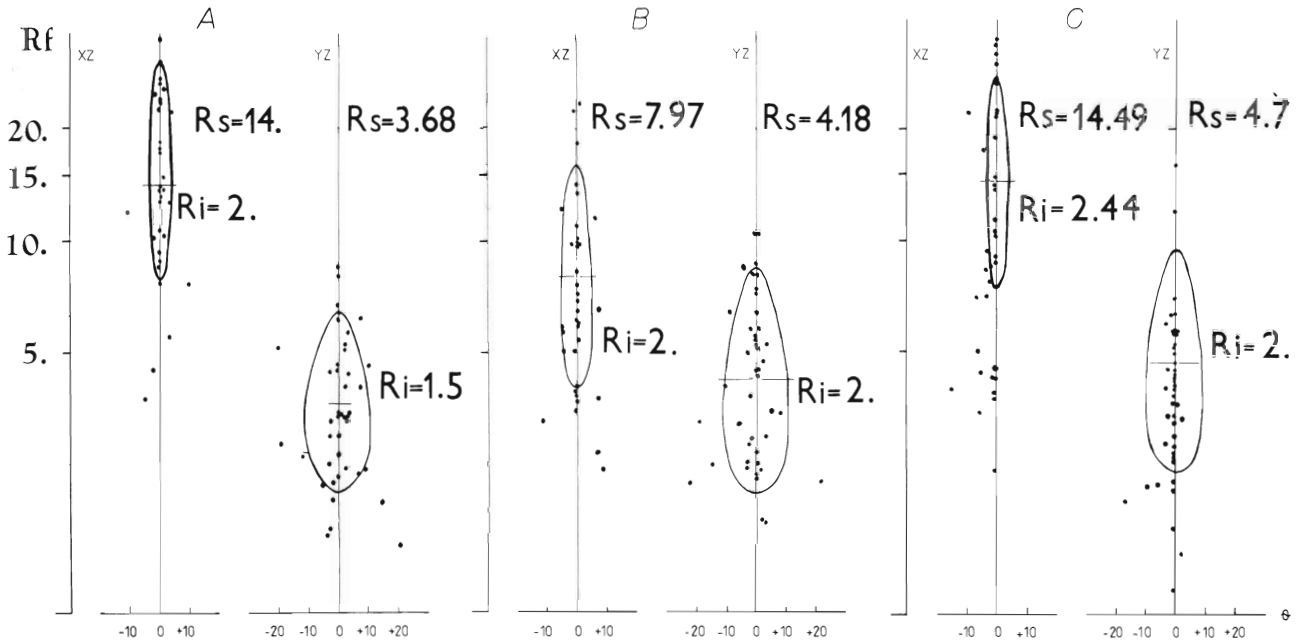
Smysl tektonického transportu (obr. 7/1) byl zjišťován na otáčených krystalech staurolitu ve skalním defilé Obřích skal a v metakonglomerátech skupiny Branné. Zjištěný smysl transportu ukazuje pokles nadložní kry k západu.

Staroměstské pásmo má stálou polohu vrás a ssv.-jjz. lineaci minerálů a ostře hraničí se skupinou Branné s vsv.—zjz. lineací minerálů. Domnívám se tedy, že jde o tektonický vějíř s pohybem bočních šupin kolmo nebo šikmo na hlavní, s.—j. horizontální posun (Rajlich, 1987).



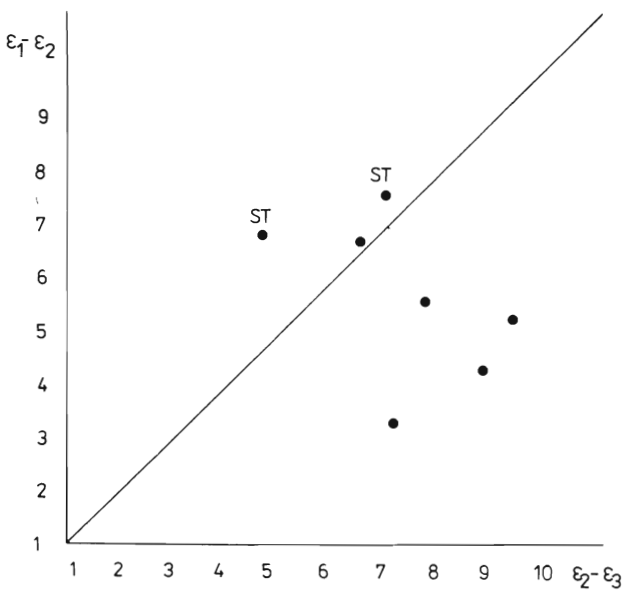
Obr. 5. Příklad orientace staurolitů ve staurolitovém svoru keprnické skupiny s vypočtenými charakteristickými čísly (λ) a jejich charakteristickými vektory: A — v prostoru, B — ve foliaci.

Fig. 5. An example of orientation of staurolites in staurolite mica schist in the Kepmík Group with calculated characteristic numbers (a) and their characteristic vectors: A — in space, B — in foliation.



Obr. 4. Grafy poměrů os deformačních elips konečné deformace R_f vůči jejich orientaci ∅, s proloženými cibulovými křivkami (Dunnet, 1969), podle vypočítané deformace R_s a iniciální elipticity R_i; metakonglomeráty skupiny Branné.

Fig. 4. Diagrams of ratios of deformation ellipse axes of final deformation R_f to their orientation ∅ with interpolated onion curves (Dunnet, 1969), according to calculated R_s deformation and initial R_i ellipticity; metaconglomerates of the Branné Group.



Obr. 6. Logaritmický graf K poměrů os deformačních elipsoidů metakonglomerátů skupiny Branné a staurolitů ze svorů keprnické skupiny (ST).

Fig. 6. Logarithmic diagram of K relations of deformation ellipsoide axes of the Branné Group metaconglomerates and the Keprník Group mica schist staurolites (ST).

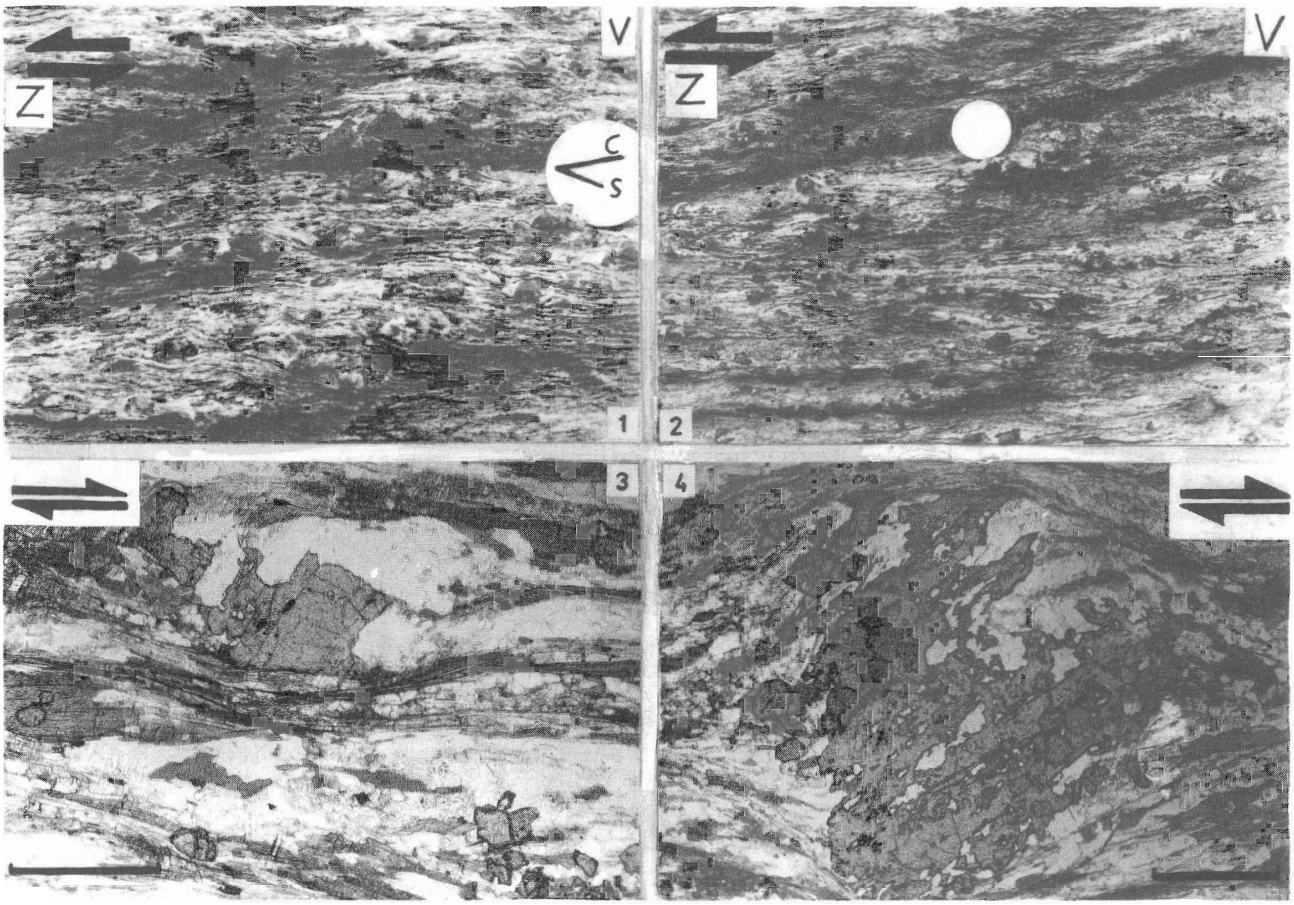
Deformační analýza

Deformační elipsoidy jsem zjišťovala v metakonglomerátech a ve staurolitových svorech. Metakonglomeráty byly měřeny na 5 vzorcích, třech na výchoze a dvou řezaných kolmo k osám deformačního elipsoidu. Protažení valounů bylo ztotožněno s osou X, rovina foliace s rovinou XY a Z zvoleno kolmo k foliaci. Měřila jsem kratší a delší osy valounů a úhel mezi delší osou a referenční linií, kterou byl průsečík foliace s plochou výchozu nebo řezu. Měření z výchozu jsou zobrazena na grafu $R_f/\varnothing$ (obr. 4). Deformační elipsa byla zjištěna pomocí metody podle Shimamota a Ikedy (1976) a podle Yu a Zhenga (1984). Do grafu $R_f/\varnothing$ jsem vynesla křivky odpovídající vypočtené deformační elipse a iniciálnímu poměru podle Lisla (1985).

Deformační elipsoid podle orientace staurolitů byl vypočten za předpokladu jejich původně všesměrného rozmístění metodami podle Sandersona (1977, 1983) z prostorových měření a v řezech kolmých na řezy XZ a YZ (obr. 5).

Poměry os deformačních elipsoidů jsou vyneseny v Ramsayho grafu K (Ramsay, 1967). Míra deformace, t. j. vzdálenost od středu, je ve studovaných vzorcích pro metakonglomeráty i pro staurolitové svory stejná (obr. 6), což dokládá metamorfózu v průběhu duktilního poklesu tektonických šupin.

Podle vypočtených hodnot úhlového střihu γ (Rajlich, 1987) lze předpokládat pohyb v rozmezí 10—20 km na 1 km mocnosti hornin. Kdybychom vzali v úvahu mocnost šupin skupiny Branné a keprnické skupiny podle Rychtára a Rybáka (1987), dostali bychom pohyb v rozsahu 5—10 km.



Obr. 7. 1 a 2 — Staurolitové svory ze skalního defilé Obřích skal (keprnická skupina). Na výchozech je patrné otáčení staurolitů a plochy SC udávající smysl pohybu; 3 — Mikrofoto staurolitového svoru s rotovaným porfyroblastem staurolitu a podrcenými granáty. Šipky ukazují smysl pohybu, zv. 24×, bez analyzátoru; 4 — Mikrofoto staurolitového svoru s rotovaným staurolitem uzavírajícím granáty, křemen a živec. Starší s_i je rotovaná vůči s_e, šipky ukazují smysl pohybu, zv. 18,5×, bez anal.

Fig. 7. 1 and 2 — Staurolite mica schists from rock outcrops the Obří skály locality (the Keprník Group). Rotation of staurolites and SC planes giving the sense of movement are visible on the outcrops; 3 — Microphotograph of staurolite mica schist with rotated pseudophenocrysts of staurolite and broken garnets. The arrows give the sense of movement, magn. ×24, without analyser; 4 — Microphotograph of staurolite mica schists with rotated staurolite enclosing garnets, quarts and felspar. The older s_i is rotated against s_e; the arrows give the sense of movement, magn. ×18,5, without analyzer.

Metamorfóza v tektonickém režimu

Progresivní metamorfóza je nejlépe patrná na porfyroblastech indexových minerálů v metapelitech, a to na biotitu, granátu, staurolitu a sillimanitu. V řadě výbrusů jsem pozorovala i více zmíněných indexových minerálů najednou.

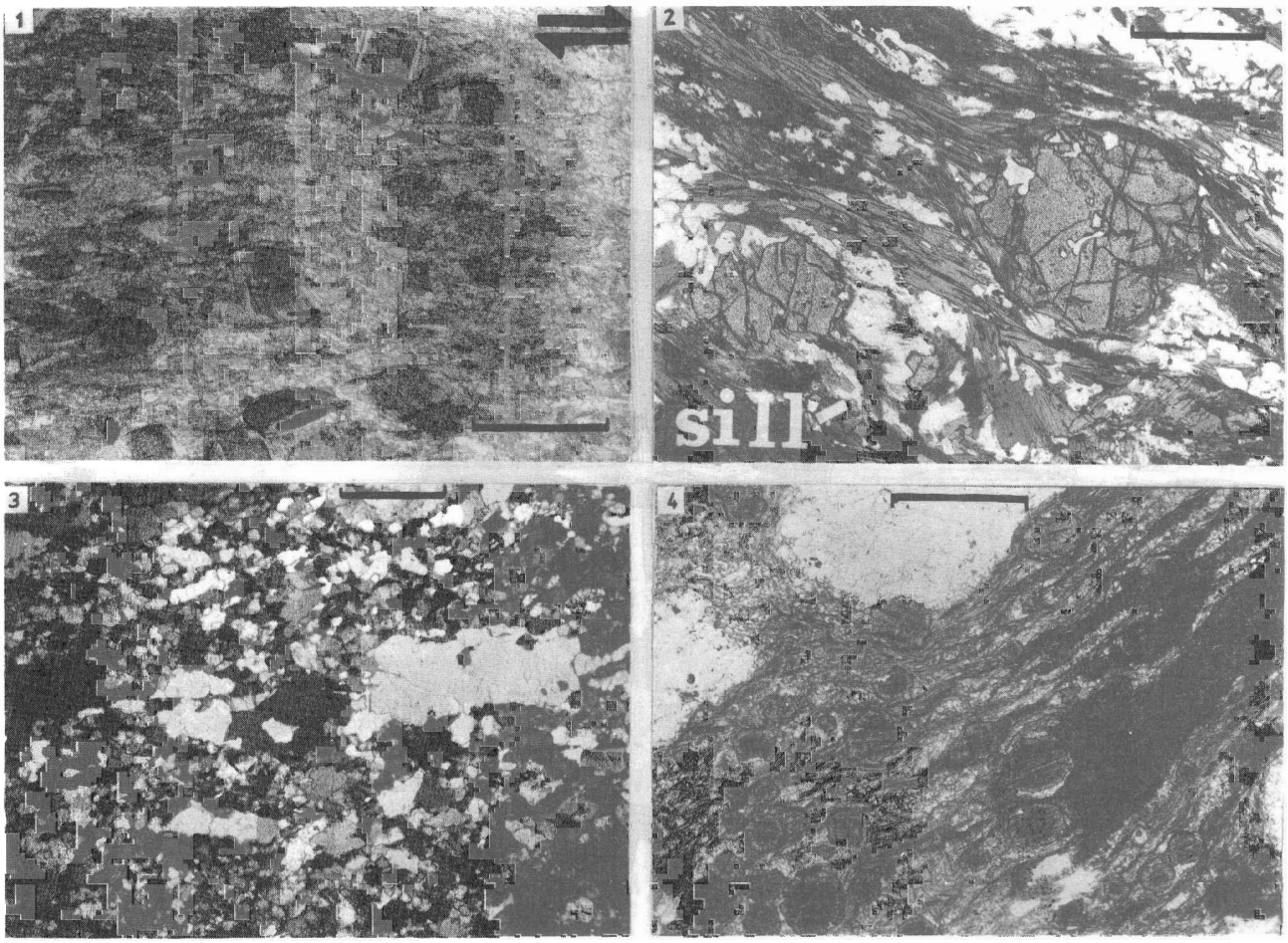
Některé porfyroblasty biotitu a granátu zachycují dvě fáze růstu, t. j. vnitřní — starší, která obsahuje uzavřeniny rovnoběžné se starší planární stavbou. Tato část může být pootočená, ale k větší rotaci (vytvoření „snow balls") nedochází. Vnější lem je bez uzavřenin a vznikal již za statických podmínek.

Nejnápadnějším porfyroblastem je staurolit (obr. 7/4) s poikilitickými uzavřeninami křemene, živce a granátu. Vytváří nejvýraznější asymetrické struktury, t. j. tlakové stíny, čímž dokládá, jak bylo výše uvedeno, výrazný pohyb, ke kterému došlo v období jeho růstu.

Sillimanit jako nejvýše teplotní minerál roste v metasedimentech jako poslední, za více či méně statických podmínek, ve foliaci z biotitu nebo napříč ní. Vyskytuje se ve výbrusech spolu se staurolitem, granátem, biotitem a muskovitem.

Andalusit vytváří masivní agregáty v křemenných žilách, které jsou nejmladším strukturním prvkem svorů. Jeho vznik může být spojen s hydrotermálními procesy.

Metamorfóza ve studovaném území generelně stoupá od SZ k JV, t. j. směrem do centra keprnické klenby. Vymezení metamorfních izograd není ostré, protože biotit a granát se vyskytují po celém území. Náznakem by se mohla vymezit staurolitová a sillimanitová izograda.



Obr. 8. 1 — Mikrofoto fylitu (fylonitu) se zonárními porfyroblasty biotitu, starší s_i je rotovaná vůči s_e; skupina Branné, zv. 24×, bez anal.; 2 — Mikrofoto staurolitového svoru (kepnická skupina) s rotovaným granátem a všesměrně orientovaným sillimanitem, zv. 24×, bez anal.; 3 — Mikrofoto kepnické ortoruly; vzhledem k její stébelnaté stavbě bez duktilního kontrastu nejsou patrny asymetrické struktury, zv. 18,5 ×, × nikoly; 4 — Mikrofoto svoru skupiny Branné se zonárními porfyroblasty granátu. Opět je patrná starší rotovaná s_i vůči s_e, zv. 24 ×, bez anal. Délka zobrazené úsečky odpovídá 1 mm ve skutečnosti.

Fig. 8. 1 — Microphotograph of phyllite (phyllonite) with zoned pseudophenocrysts of biotite, older s_i is rotated against s_e; the Branné Group, magn. ×24, without analyser; 2 — Microphotograph of staurolite mica schist (the Kepník Group) with rotated garnet and confining orientation of sillimanite, magn. ×24, without analyser; 3 — Microphotograph of the Kepník orthogneiss; asymmetric textures are not visible because of its columnar structure without ductile contrast, magn. ×18,5 crossed nicols; 4 — Microphotograph of the Branné Group mica schist with zoned pseudophenocrysts of garned, again it is visible older rotated s_i against s_e, magn. ×24, without analyser. The lenght of depicted abscissa corresponds to 1 mm in reality.

Porovnáním s literárními údaji lze usuzovat, že minerální parageneze hornin s granátem a staurolitem odpovídá amfibolitové facii. Na podmínky amfibolitové facie rovněž ukazuje stébelnatá stavba kepnické ortoruly (Brunel, 1983).

Rychlý nárůst metamorfózy na poměrně malém území s přetrvávajícími asociacemi nižší metamorfózy v podmínkách vyšší dokládá rychlý růst teploty.

Závěr

Pohyb tektonických šupin, odvozený na základě indikátorů smyslu transportu a sklonu foliací, indikuje poklesový charakter struktur, to znamená režim roztahování území v období růstu staurolitových krystalů. To by mohlo odpovídat modelu Wickhama a Oxburga (1985) z Pyrenejí, kde výzkumy recentních riftových oblastí a oblastí aktivního roztahování kůry vedly k závěru, že jde o velmi vhodné terény pro metamorfózu sedimentárních jednotek, kdy následkem ztenčení kůry se zvýší teplota na bázi kůry a naruší se tak teplotní režim.

Literatura

Brunel, M. 1983: Etude pétro-structurale des Chevauchements ductiles en Himalaya. *These de l'Université de Paris.*

Dunnet, D. 1969: A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics, 7, 117—136.*

Lisle, R. J. 1985: Geological strain analysis — a manual for the $R_f/\varnothing$ method. *Oxford, Pergamon Press, 99 s.*

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V. a Weiss, J. 1983: Geologie ČSSR. I, Český masív. *Praha, SPN.*

Rajlich, P. 1987: Tektonika duktilních domén Českého masívu. *Praha, Ústř. Úst. geol.*

Ramsay, J. G. 1967: Folding and fracturing of rocks. New York. *McGraw Hill, 568 s.*

Rychtár, J. a Rybák, V. 1987: Gravimetrické mapování Hrubého Jeseníku, oblast Ostružná—Mikulovice. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Sanderson, D. J. 1977: The analysis finite strain using lines with an initial random orientation. *Tectonophysics, 44, 199—211.*

Sanderson, D. J. a Meneilly, A. W. 1983: Analysis of three dimensional strain modified uniform distributions: andalusite fabrics from a granite aureole. *J. Struct. Geol., 3, 2, 109—116.*

Shimamoto, T. a Ikeda, J. 1976: A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. I. Basic theory. *Tectonophysics, 36, 315—337.*

Šitavanc, D. a Souček, J. 1986: Geochemie hornin keprnické klenby. *Manuskript — PřF UK Praha.*

Wickham, S. M. a Oxburgh, E. R. 1985: Continental rifts as a setting for the regional metamorphism. *Nature, 318, 330—333.*

Yu, M. a Zheng, Y. 1984: A statistical analysis applied to the $R_f/\varnothing$ method. *Tectonophysics, 110, 151—155.*

ZO ŽIVOTA SGS

J. Václav, J. Határ, I. Repčok: **Mo-W zrudnenie južne od Rochoviec** (Bratislava 5. 10. 1989)

Mo-W ložisko Rochovce vzniklo na styku gemerika a veporika, t. j. v priestore ľubenícko-margecianskej tektonickej línie južne od Rochoviec. Charakterizujú ho dva morfologicko-štruktúrne typy zrudnenia:

— žilníkový, v metasedimentoch gemerika a veporika prednostne viazaný na zóny s výraznou tektonickou predispozíciou,

— žilníkovo-impregnačný až impregnačný, viazaný na apikálne časti granitoidov patriacich k 2. intruzívnej fáze.

Zrudňovací proces sa viaže na zakrytú granitoidnú intrúziu. Na základe doterajších poznatkov boli odlíšené dve intruzívne fázy, pričom objemovo 1. fáza prevláda. Podstatná časť zrudnenia sa viaže na 2. intruzívnu fázu, ktorej horniny sú kyslejšie a alkalickejšie, pričom sa zvyšuje hlavne obsah draslíka. Tvoria ju jemnozrnné granity, mikrogranity, granitové porfýry až aplity na rozdiel od prevažujúcich hrubozrnných typov granitoidov 1. intruzívnej fázy.

Hlavnými rudnými minerálmi vonkajšej zóny exokontaktu sú scheelit, menej volframit. Smerom k intrúzii postupne vyznievajú a prevahu nadobúda molybdenit, ktorý v endokontakte dominuje.

Na základe geologických, geofyzikálnych, geochemických a mineralogicko-izotopových výsledkov získaných štúdiom materiálu z vrtných prác považujeme za zdroj zrudnenia granitovú intrúziu, predbežne považovanú za alpínsku.

Výsledkom práce kolektívu pracovníkov z GÚDŠ je odhad prognóznych zdrojov Mo a W v kategóriách P_1, P_2 a P_3, ktoré ukazujú, že zrudnenie má na základe týchto poznatkov povahu ložiska s ekonomickým významom.

Mineralia slovaca, 22 (1990), 155—174

Geologická stavba bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií

JOZEF SALAJ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 31. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 23. 5. 1989)

Geological structure of the Kippen and Periklippen zones in the Middle Váh river valley and lithological classification of Cretaceous sediments from the newly defined sequences

Attentions is paid to the study of the individual Klippen and Periklippen (Klape and Manín) Belt units in the section Ilava—Žilina, mainly focusing on the stratigraphy and lithological classification of Cretaceous sediments in the newly defined sequences. In the Klape unit of the Šebešťanová sequence, in the Drietoma unit of the Vrzávka, Stupné, Hoštiná sequences and in the Manín unit of the Podháj and Hradná sequences. These sequences in the frame of the Klape, Drietoma and Manín units, similarly as the Gosau Cretaceous and Paleogene of the Myjavská pahorkatina upland, belong to the Vahicum, its upper stage, from tectonic point of view in the sense of Maheľ (1981b).

Besides introduction of several new terms of sequences at the same time attention is called to the validity of older terms: the Upohlava beds for the Upper Albian — Lower Cenomanian, Púchov beds for the Lower Campanian, Ihrište formation for the Middle Campanian — Maastrichtian. The author also remarks that some of the terms introduced into literature later as the Gbeľany, Košariská and Hrabov beds (= Púchov beds), Žadovec beds (= Snežnica and Sromowec beds), Hlboké beds (= Ihrište formation) are invalid, equally as also the term Hradisko formation (represented by several slices, not of the Manín, but Drietoma unit, with the range from the Upper Turonian to Maastrichtian) is necessary to consider as invalid.

Úvod

V rokoch 1986—1988 autor študoval jednotlivé jednotky stredného Považia so zameraním hlavne na ich stratigrafiu a paleogeograficko-tektonický vývoj tohto územia, ktoré autor reambuloval s novým doplnkovým mapovaním (obr. 1).

Na geologickej stavbe stredného Považia, reprezentovaného hlavne jv. časťou Javorníkov, Podmanínskou pahorkatinou, Súľovskými vrchmi a Žilinskou kotlinou (v úseku Ilava—Žilina) sa podieľajú hlavne jednotky bradlového a pribradlového (klapského a manínskeho) pásma, ktoré v ostatnom čase študovali viacerí autori (Andrusov, 1959, 1966; Began, 1961, 1969; Andrusov a Scheibner, 1960; Biely, 1975; Birkenmajer, 1988; Kysela et al., 1982; Maheľ, 1978a, b, 1979a, b, 1980, 1981a, b, 1984, 1985, 1986; Maheľ in Maheľ et al., 1967; Marschalko a Kysela, 1979, 1980; Marschalko, 1986; Marschalko et al., 1980; Marschalko a Samuel, 1975, 1980; Mišík a Sýkora, 1981; Rakús, 1961, 1965, 1975, 1980, 1984; Salaj, 1961, 1962, 1982, 1986, 1987, 1988; Salaj a Began, 1963, 1966a, b, 1977, 1983; Salaj a Kysela, 1975; Salaj a Kysela et al., 1979; Salaj a Samuel, 1963, 1966; Samuel et al., 1972, 1983; Scheibner, 1961, 1962; Scheibnerová, 1962 a i.).

Prehľad geologickej stavby

Bradlové pásmo v pôvodnom chápaní Andrusova (1959) okrem pienidných (čorštynská, kysucká a rôzne prechodné vývoje) zahŕňovalo aj klapské a manínske bradlo spolu s flyšovými súvrstviami, ktoré ich obklopovali. Neskoršie Began (1961) a hlavne Scheibner (1962) vyčlenili samostatnú klapskú jednotku, paleotektonicky reprezentujúcu paleosvah kordiléry plytkovodnej klapskej sedimentačnej zóny priľahlej k bradlovej sedimentačnej zóne. Stratigrafiu jednotlivých stredno- až vrchnokriedových členov a ich sekvencie v priestore a v čase najprv ešte v rámci manínskej jednotky ako jeden z jej troch vývojov vypracoval Salaj (1962), ktorý ku klapskej jednotke pričlenili Salaj a Samuel (1966). Títo autori individualizovali manínsku jednotku ako samostatnú, podobne ako Rakús (1977), ktorý zároveň definoval aj drietomskú sekvenciu a drietomský sedimentačný priestor. V pôvodnej definícii Rakúsa (1977) bol drietomský sedimentačný priestor v jure — spodnej kriede situovaný medzi pieninským sedimentačným priestorom na severe a šiprunským trogom na juhu. Jeho názor o osovom pokračovaní tohto sedimentačného priestoru na juhu je správny. Ide však o pokračovanie nie manínskeho, ale chotúčskeho liasového — spod-

Dolný Hričov
POV. BYSTRICA
KOŠICE
S
0 1 2 3 4 5 6 km

nokriedového pruhu, ktorý Andrusov (1959) považuje za kysucký, kým Salaj a Began (1983) ho pričlenili k drietomskej sekvencii.

Tektonické jednotky, ktoré obsahujú flyšové súvrstvia, t. j. klapskú a manínsku, vyčlenil Maheľ (in Maheľ et al., 1967) z bradlového pásma a zaradil do pribradlového pásma, ktoré predstavuje zónu styku vnútorných Karpát, obmedzených peripieninským lineamentom a bradlovým pásmom.

V považskom úseku má pribradlová zóna šírku 10 km, okrem klapskej jednotky je tam mohutnejšie zastúpená manínska jednotka a čelová časť krížňanského príkrovu, pričom vrchná krieda nadväzuje na manínsku jednotku (Maheľ, 1980, s. 201).

Klapská a drietomská jednotka v autorovom poňatí (Salaj a Began in Salaj, 1982; Salaj a Hanáček in Salaj, 1987) tvorili do spodného albu súčasť rozsiahlej vápencovej platformy (= severozápadný okraj slovenského, resp. západokarpatského bloku), ktorá bola v priebehu albu až turónu obdukčne sunutá do bradlového pásma, rozlámaná, jej časti sa postupne vynárali vo forme viacerých „ultrapieninských kordilér" a erodovali. Dochádza ku skracovaniu sedimentačného priestoru podsúvaním bradlového pásma a k pohlcovaniu častí na JZ situovanej hlbšej zóny zodpovedajúcej v zmysle Maheľa (1981b) spodnej etáži váhika. Táto hlbšia sedimentačná zóna, zodpovedajúca váhiku, by za predpokladu, že vážsky trog v zmysle Maheľa (l. c.) bol v južnom susedstve kysuckého trogu, mala byť situovaná v predpolí klapskej mezozoickej vápencovej platformy.

Vzhľadom na vývoj čiernej spodnej a strednej jury váhika, teda typu jury, aký je vo vrte SBM-Soblahov (Maheľ, 1986; s. 360) a v sekvencii Borinky v okolí Borinky a Marianky (Maheľ, 1986), je logickejšie situovať vážsky trog na SZ od tatrika Malých Karpát a na JZ od bazénu klapskej mezozoickej vápencovej platformy. Trias podložného váhika pôvodne z prevažnej časti tejto zóny pred transgresiou tmavých borinských brekciovitých vápencov erodoval, pričom po ich usadení dochádza k výraznému prehĺbeniu vážskeho bazénu, ktorý tým stratil svoj pôvodný tatricko-fatrický charakter.

Z uvedeného je zrejmé, že nemožno stotožňovať bazény klapskej mezozoickej platformy a vážskeho trogu, ako aj klapskú sekvenciu s tektonickou jednotkou váhika spodnej etáže (Salaj, 1982, 1987). Vyplýva to aj z toho, že rozľahlé erodované časti klapskej platformy mali triasovospodnokriedové sekvencie takého charakteru ako mezozoikum Čachtických a Brezovských Karpát (Began a Salaj, 1978; Salaj a Hanáček in Salaj et al., 1987).

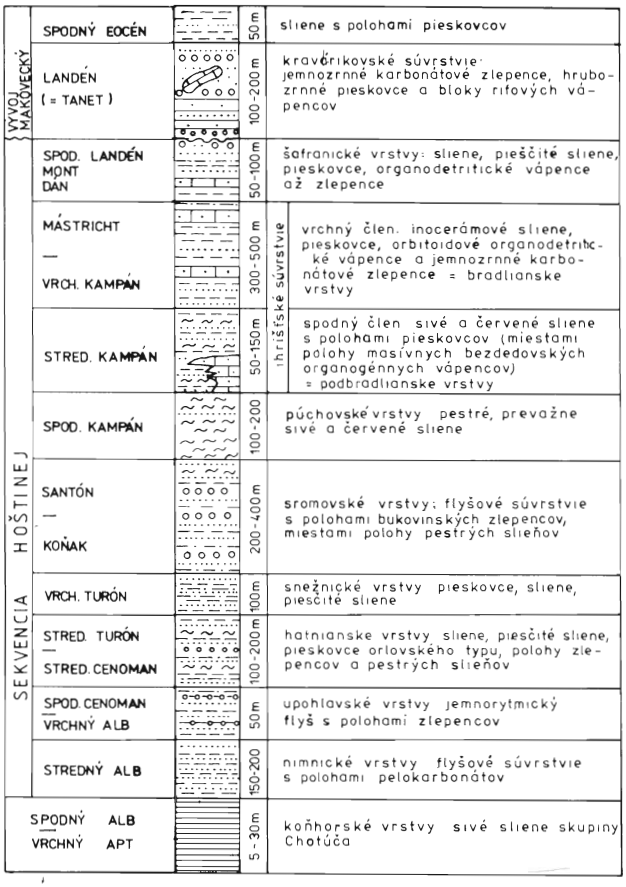
Naproti tomu novovymedzené stredno- až vrchnokriedové sekvencie pričlenené ku klapskej a drietomskej jednotke, ako aj paleogénne sekvencie prevažne vo flyšovom vývoji, ktoré vznikali v novovytvárajúcich sa bazénoch pribradlovej zóny vrátane bazénu gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny, patria do vrchnej etáže Maheľom (1981b) definovaného váhika. Tieto sekvencie boli vyvrásnené čiastočne v neskorolaramskej, ale hlavne v sávskej fáze vrásnenia, pred transgresiou miocénnych egenburských sedimentov, tiež výrazne tektonicky postihnutých do systému priekopových prepadlín. Ich smer je SV—JZ so sklonom vrstiev 30—45 ° na JV.

Bradlové pásmo (oravikum, Maheľ, 1984)

Bradlové pásmo reprezentované vrstvovými sledmi čorštynskej (S hiátom v spodnej kriede, s pestrými

◄ Obr. 1. Náčrt tektonickej stavby stredného Považia. Zostavené s použitím geologických máp: ČSSR (Maheľ et al., 1984), Strážovských vrchov (Maheľ et al., 1981), Považskej Bystrice, Bytče (Andrusov, 1951, 1957), Žiliny (Andrusov a Kuthan, 1943), prehľadnej mapy úseku Považská Bystrica — Žilina (Marschalko a Kysela, 1980) a nepublikovaných archívnych máp: Považská Bystrica 1 : 50 000 (Began et al., 1963), máp 1 : 25 000 Papradno, Dolná Maríková, Pruské (Salaj a Began, 1966, 1983), Nesluša, Žilina, Bytča (Salaj a Kysela, 1975, 1977), Súľov (Kysela a Rakús, 1979) a z nových poznatkov z predmetného územia (Salaj, 1988a, b). 1 — kvartér údolnej nivy Váhu, 2 — neogén, 3 — magurský (+ bradlový) paleogén, 4 — paleogén — spodný eocén v tektonickej depresii (karbonátové zlepence až vápence a rify, makovecký vývoj), 5 — eocén (súľovské zlepence centrálno- karpatského paleogénu v hričovsko-jablonovskom pruhu i vrchný paleocén), 6 — paleogénny flyš žilinskej kotliny, 7 — paleocén — spodný eocén kvašovského vývoja (pestré ily), 8 — vrchný kampán — mástricht kvašovského vývoja (jarmutské vrstvy). *Čorštynská jednotka*: 9 — jura, 10 — alb — spodný kampán (pestré pustelniacke sliene). *Kysucká jednotka*: 11 — jura — turón. *Drietomská jednotka: sekvencia Chotíča*: 12 — vrchný trias — apt; *Sekvencia Hoštinej*: 13 — alb — spodný cenoman (grimické vrstvy, flyš so zlepencami — uprelavské vrstvy), 14 — stredný cenoman — santón (flyš, polohy zlepencov a pestrých slieňov), 15 — spodný kampán (pestré sliene), 16 — stredný kampán (flyš, inocerámové a pestré sliene), 17 — vrchný kampán — paleocén (karbonátové zlepence, detritické a rifové vápence, pieskovce a sliene); *sekvencia Stupného*: 18 — alb — cenoman (flyš, v cenomane s exotickými zlepencami). *Streženická jednotka*: 19 — jura — turón. *Klapská jednotka*: 20 — jura, 21 — olistolity; *Sekvencia Šebeštianovej*: 22 — kampán (pestré sliene, inocerámové sliene a jemnorytmický flyš), 23 — vrchný kampán — paleocén (karbonátové zlepence až vápence s polohami rifov a flyš), 24 — paleocén — eocén (žilinské vrstvy); 25 — neokóm — spodný santón (od spodného albu detritický vývoj). *Manínska jednotka: manínska sekvencia*: 26 — jura — spodný alb; *podmanínska sekvencia* (= skupina, Kysela et al., 1982): 27 — vrchný alb — turón (butkovské, belešokostolianske, prazmovské vrstvy a flyš turónu), 28 — senón, miestami flyšový turón. *Podhôjska jednotka*: 29 — titón — apt(?) vápence, sliene spodného albu s olistolitmi urgónskych vápencov, nimnické vrstvy (= sférosideritové vrstvy stredného albu), vrstvy butkovského typu, flyšový cenoman. *Kostolecká jednotka: sekvencia Kostolca*: 30 — jura — spodný alb; *sekvencia Hradnej*: 31 — titón — cenoman („krížňanská" spodná a „manínska" stredná krieda v obklopení kostoleckých bradiel). *Chočská jednotka: sekvencia Roháčej skaly*: 32 — trias — jura, 33 — spodná krieda — alb. *Strážovská jednotka*: 34 — stredný trias — lias, 35 — zlomy a násunové línie, 36 — línie rezov.

Fig. 1. Outline of the Middle Váh river valley tectonic structure



Obr. 2. Drietomská jednotka. Sekvencia Hoštinej. Lokality Dohňany, Ihrište, Hoštiná, Klieština, Vieska-Bezdedov. Zostavil Salaj (1989).

Fig. 2. Drietoma unit. Hoštiná sequence. Localities: Dohňany, Ihrište, Hoštiná, Klieština, Vieska-Bezdedov (compiled by Salaj, 1989).

albsko-spodnokampánskymi pustelniackymi slieňmi, Birkenmajer, 1977, s. 121; jarmutskými vrstvami vrchného kampánu — mástrichtu a aglutinovanou mikrofaunou a belovežskými pestrými paleocénnymi — spodnoeocénnymi ílmi. Smerom na juh sa jarmutské vrstvy v rámci kvašovského vývoja definovaného Salajom a Beganom, 1983, stávajú transgresívnymi a ležia na rôznych vrstvových členoch drietomskej jednotky. Z jej podložia v tektonických oknách vystupujú bradlá čorštynskej a kysuckej jednotky, Salaj a Began et al., 1983.) a kysuckej jednotky s rôznymi prechodnými typmi vývoja (Andrusov, 1959; Began, 1969) vystupuje na povrch jednak v úzkom pruhu pozdĺž línie násunu magurského pásma na bradlové pásmo a jednak tvorí v oblasti Pruského viacero šupín, vystupujúcich na povrch z podložia na ne nasunutej drietomskej jednotky. Okrem toho skupina čorštynských bradiel vystupujúca na povrch v pruhu Brvnište — Višňové zvýrazňuje príkrovovú pozíciu drietomskej jednotky, reprezentovanej strednou — vrchnou kriedou sekvencie Hoštinej (obr. 2).

Okrem toho z podložia drietomskej jednotky na povrch vystupujú aj bradlá kysuckej sekvencie (s vrstvovým sledom do turónu), a to v tektonickom okne pri Upohlave (Began, 1961, 1969; Andrusov, 1966) a v autorom vymapovanom (Salaj, 1987) tektonickom okne v úseku Hvozdnica — južne od Višňového — Holý vrch — južne od Brvnišťa — kóta Žeravica — Prosné a Kruh, ktoré je prakticky sz. pokračovaním upohlavského okna.

Klapské pásmo

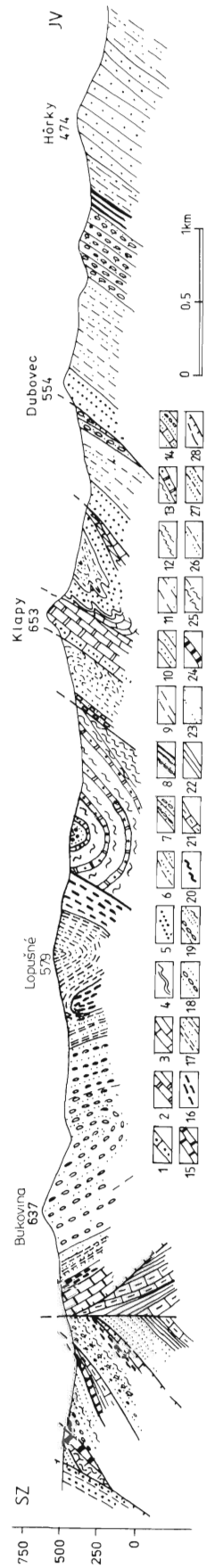
V klapskom pásme Salaj a Began (1983) vymedzili drietomskú jednotku, situovanú na SZ a klapskú jednotku, situovanú na JV, obe sedimentované v klapskom sedimentačnom priestore, ktorý bol postupne od albu (Marschalko, 1986) a v priebehu albu až spodného turónu sunutý na podsúvajúce sa bradlové pásmo (Salaj, 1987). Do klapského pásma autor pričleňuje aj streženickú jednotku.

Streženická jednotka

Streženickú sériu v zmysle Begana a Borzu (1963) považoval Salaj a Began (1983) za sekvenciu, ktorá sedimentovala na styku najsevernejšej časti manínskeho sedimentačného priestoru s klapským. Keďže je prítomný flyšový vývoj albu až turónu s polohami exotických zlepencov a s relatívne hojne zastúpenými polohami pestrých slieňov v cenomane — turóne, je logickejšie streženickú sekvenciu pričleniť do klapského pásma. Jej vrstvové vrchnojursko-strednokriedové sledy potom podľa toho pôvodne sedimentovali na rozhraní drietomského a kysuckého sedimentačného priestoru. V toarku až álene (krinoidové, spodné hľuznaté, jemnozrnné krinoidové vápence) a v bajoku až keloveji (lavicovité rohovcové vápence a nevýrazné vrchné hľuznaté vápence) sedimentovali fácie známe z obdobných horizontov v jure klapskej skupiny.

Drietomská jednotka

Drietomská jednotka s preukázaným vrstvovým sledom vrchný trias — stredná kriedа je vyvinutá v myjavskom úseku bradlového pásma, teda v úseku, kde sú vyvinuté gosauské fácie (koňak až bazálny oligocén), resp. v úseku Nové Mesto nad Váhom až po Trenčín (považované Beganom et al., 1965, za súčasť manínskej jednotky), kde nie je zachovaný, resp. primárne chýbal seniór. Naproti tomu na strednom Považí až po Gravu, kde nie sú vyvinuté gosauské fácie, je vrstvový sled v drietomskej jednotke zachovaný bez prerušenia sedimentácie až do spodnej časti vrchného paleocénu. V nadloží tohto súvrstvia transgresívne spočíva kravárikovské súvrstvie definované Samuelom et al. (1983), ktoré



Obr. 3. Geologický rez územím bradlového a klapského pásma stredného Považia (Vrchová — Považské Podhradie) (1—1'). Zostavil Salaj, 1988. Klapská jednotka: a) jura bradla Klape: 1—piesčité krinoidové vápence toarku. 2—pestré rohovcové, krinoidové a hľuznaté vápence? álenu — kimeridžu a svetlé titónske vápence; b) sekvencia Šebešťanovej. 3—vápence neokómu — spodného aptu, 4—tisalské vrstvy (sliene vrchného aptu — spodného albu), 5—uhrovské pieskovce spodného albu, 6—nimnické vrstvy (strednoalbský flyš so sférosideritovými konkréciami), 7—upohlavské vrstvy (vrchnoalbské flyšové súvrstvie s exotickými zlepencami), 8—štepnické ílovce spodného cenomanu, 9—považskobystrické orbitolínové vrstvy spodného — stredného cenomanu, 10—orlovské pieskovce stredného cenomanu — spodného turónu, 11—spodnoturónsky flyš, 12—púchovské vrstvy (pestré sliene spodného kampánu), 13—ihrištské vrstvy (pieskovce, inocerámové sliene a orbitoidové vápence až zlepence vrchného kampánu — mástrichtu), 14—šafranické vrstvy (piesčité vápence, pieskovce, sliene a jemnozrnné zlepencovité vápence paleocénu). *Drietomská jednotka:* a) jura — spodná krieda sekvencie (= vývoj) Chotúča, 15—rádiolarity, hľuznaté vápence, a rohovcové vápence keloveja — aptu; b) sekvencia Stupného: 16—sliene spodného albu, 17—nimnické vrstvy (stredno- až vrchnoalbský flyš), 18—upohlavské vrstvy (cenomanský flyš s prevahou exotických zlepencov); c) sekvencia Hoštinej: 19—vrchnoalbský — santónsky flyš s polohami exotických zlepencov a v cenomane — turóne s polohami pestrých slieňov a vápnitých pieskovcov orlovského typu, 20—pestré sliene spodného kampánu. *Kysucká jednotka:* 21—vápence, rádiolarity a rohovcové vápence vrchnej jury — aptu, apt — spodnocenomanské sivé sliene, 22—pestré sliene stredného cenomanu — stredného turónu, 23—flyšový vrchný turón. Čorštynská jednotka: 24—krinoidové, hľuznaté a kalpionelové vápence batu — titónu, 25—pestré sliene strednej a vrchnej kriedy, 26—flyšový vrchný kampán — mástricht (jarmutský vývoj). *Magurský paleogén:* 27—flyšové súvrstvistredného eocénu bielokarpatskej jednotky, 28—zlomy, prešmyky, presuny.

Fig. 3. Geological section through the Klippen Belt and Klape Belt area of the Middle Váh river valley (Vrchová — Považské Podhradie) (1—1') compiled by Salaj (1988).

autor pričleňuje do paleogénu makoveckého vývoja (obr. 2), pôvodne definovaného Andrusovom (1965) (podľa obce Makovec pri Považskej Bystrici premenovanej na Rybárikovo). Paleogén makoveckého vývoja (kravárikovské súvrstvie a sliene s polohami pieskovcov, resp. spodno- až strednoeocénny flyš — obr. 2,3) vystupuje v rámci drietomskej jednotky v nadloží vrchného senónu sekvencie Šebešťanovej, resp. sekvencie Hoštinej. Takto definovaný paleogén makoveckého vývoja sa z hľadiska paleogeograficko-tektonického odlišuje od paleogénu myjavskej skupiny, ktorý sa vyvíjal z gosauskej kriedy brezovskej skupiny (Samuel, Salaj a Began in Andrusov a Samuel, 1985; Stratigrafický slovník Západných Karpát, II. diel, s. 79). Podľa Samuela (1972) makovecký vývoj sedimentoval v považsko-hanušovskom sedimentačnom pásme, ktoré spolu s myjavským sedimentačným pásmom bolo v paleogéne nedeliteľnou súčasťou čiastočne laramsky zvrásneného sedimentačného bazénu pribradlovej zóny.

Drietomská sekvencia. Typickú drietomskú sekvenciu od Drietomy (Rakús. 1977; Began et al., 1983) a z oblasti Myjavskej pahorkatiny (obr. 6 in Salaj et al., 1987, s. 41) autor pričleňuje k južnému vývoju Drietomy (vrchný trias — spodný alb).

Vrstvový sled bradla Chotúč, trochu iný ako vrstvový sled drietomského bradla, autor pričleňuje k severnému vývoju drietomskej sekvencie. Bradlo Chotúč má normálny, a teda neprevrátený vrstvový sled (Began, Salaj, 1968; Began, 1969, uvádzajú v profiloch prevrátený vrstvový sled), ktorý v poslednom čase detailne študoval a dokumentoval autor (fotodokumentácia Salaj, 1986a).

Strednokriedová sekvencia Vrzávky. V nadloží drietomskej sekvencie južného vývoja, charakterizovanej prítomnosťou fácie urgónskych vápencov a spodnoalbských rohovcových vápencov, ako aj existenciou stratigrafických hiátov (obr. 6 in Salaj a Began et al., 1987), sa viaže (vo väčšine prípadov tektonicky amputované) na strednokriedové flyšové súvrstvie pásma Vrzávky (Andrusov et al., 1961; Salaj a Began et al., 1987) reprezentované nimnickými vrstvami, upohlavskými vrstvami vrchného albu — spodného cenomanu s malým zastúpením exotických zlepencov (Salaj a Began et al., 1987) a hatnianskymi vrstvami (p. ďalej) a charakterizované polohami pestrých slieňov v strednocenomanskom — turónskom flyši, ktoré po prvý raz opísal Began a Salaj (in Began, 1962) v úseku Bošáca — Újazd. Jednotlivé stupne strednej kriedy na základe mikrofauny dokumentovala hlavne Jendrejáková (1961) a Salaj a Samuel (1966).

Strednokriedová sekvencia Stupného (obr. 3). V nadloží spodného albu chotúčskeho vývoja drietomskej jednotky vystupuje strednokriedové flyšové albsko-turónske súvrstvie, ktoré na rozdiel od stred-

nokriedovej sekvencie Vrzávky má mohutný komplex exotických zlepencov hlavne v spodnom cenomane, ale je bez polôh pestrých slieňov. Vo flyšovom vrchnom albe sú prítomné polohy organodetritických vápencov s orbitolínami: *Orbitolina texana* Roemer, *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta* Douglas a *Dictyoconus walnutensis pyrenaicus* Moullade — Peybernes, kým v jemnozrnných vápnitých pieskovcoch tvoriacich tmel v exotických zlepencoch pri Kvašove (v podloží transgresívnych jarmutských vrstiev) sú prítomné cenomanské orbitolíny zastúpené druhom *Orbitolina (Mesorbitolina) concava* Lamarck. Turón vo väčšine prípadov (okrem ojedinelých výskytov) nie je preukázaný. Pre tento litofaciálny vývoj strednej kriedy (Salaj, 1987) autor zaviedol pôvodne názov skupina Stupného. Treba však poznamenať, že v drietomskej jednotke nie je vylúčená existencia hiátu medzi spodnou a strednou kriedou. V oblasti Chotúča doteraz nikde nebola dokumentovaná prítomnosť fácie urgónskych vápencov barému až aptu ani fácie spodnoalbských tmavých rohovcových vápencov. Na druhej strane však valúny z týchto fácií sú prítomné v spodnocenomanských exotických zlepencoch (oblasť Stupného), svedčiace o existencii značne rozsiahlej karbonátovej urgónskej platformy, ktorej časť počas krátkodobého vynorenia bola zrejme oderodovaná ešte počas aptu. Po rýchlom kolapsovom poklesnutí dochádza k nástupu flyšovej sedimentácie v priebehu spodného albu a k postupnému dodávaniu hrubodetritického materiálu z jednej z „ultrapieninských" kordilér klapskej, pôvodne značne rozšírenej platformy. Vo valúnovom materiáli spodnocenomanských zlepencov (lokalita Stupné, zárez cesty pod Bukovinou) sa vyskytujú hojné valúny urgónskych vápencov. Ide o organogénne, organodetritické a gravelové vápence, reprezentované z mikrofaciálneho hľadiska intrabiomikritmi a intrabiosparitmi, intrabiopelmikritmi zodpovedajúcimi biokalkarenitom až biokalciruditom s hojnou drvinou z rudistov; z faunistického hľadiska ide o miliolidné, textularidné, korálovo-orbitolínové, orbitolínové a riasové (Dasycladacea) mikrofácie, sedimentované v internej časti platformy s relatívne nízkou energiou, ale aj v pribariérovej zóne a aj v predrifovej zóne patriacej už externej časti platformy. Valúny urgónskych vápencov vo vrchnoalbských zlepencoch sekvencie Šebešťanovej by mali pochádzať z urgónskej platformy vynáraných sekvencií sedimentačnej zóny váhika, ktoré definoval Maheľ (1981 b).

Sekvencia Hoštinej. K drietomskej jednotke pričleňujeme sekvenciu Hoštinej, v ktorej okrem strednej kriedy je vyvinutá aj vrchná krieda a paleogén (obr. 2). Počas subdukcie bradlového pásma v albe až turóne bol bazén tejto sekvencie obdukčne sunutý („nesený") a postupne prekrýval pôvodný bazén pienidných sérií. Vzájomne sa prevrásnili počas laramského a hlavne sávskeho vrásnenia.

Vrstvový sled tejto sekvencie je takýto:

1. Nimnické vrstvy. Vystupujú v nadloží tmavých slieňov (pri JRD v Hoštinej) korelovateľných s koňhorskými slieňmi, známych hlavne z kysuckej sekvencie (Haško a Polák, 1979, s. 65) Kysuckých vrchov. Nimnické vrstvy v okolí Hatného reprezentuje distálny typ prevažne jemnorytmického flyšového súvrstvia s pelokarbonátmi a s prevahou slieňov. V porovnaní s komplexom nimnických vrstiev skupiny Šebešťanovej z typovej lokality majú podstatne menšiu hrúbku (50—150 m) a väčší stratigrafický rozsah, až do spodného cenomanu.

2. Upohlavské vrstvy. Reprezentuje ich trojkomponentný distálny flyš, v ktorom je podradnejšie zastúpená zložka exotických zlepencov (o problematike upohlavských vrstiev píšeme ďalej).

3. Hatnianske vrstvy (nové meno). Tieto vrstvy (typový profil 1 km severne od Hatného v zárezе novoodkrytej poľnej cesty sv. od kóty 368 a jv. od JRD) reprezentuje vrstvový komplex slieňov, prípadne piesčitých slieňov prevládajúcich v pomere 3 : 1 nad polohami 10—20 cm hrubých vápnitých hrubozrnných pieskovcov orlovského typu a exotických zlepencov. Charakteristickými, i keď vzácne sa vyskytujúcimi , sú polohy pestrých, prevažne ružovkastých a karmínových (5—25 cm hrubých) slieňov, ktoré vystupujú v strednom cenomane *(s Rotalipora montsalvensis)* a v spodnej — strednej časti stredného turónu (s *Dicarinella biconvexa* a *Helvetoglobotruncana helvetica*). Vo vrchnej časti stredného turónu, ktorá je najlepšie odkrytá v zárezе trate pri Vieske-Bezdedove, prevládajú sivé sliene (cca 10 m) s ojedinelými polohami pieskovcov, s bohatou planktonickou mikrofaunou vrchnej časti zóny *Helvetoglobotruncana helvetica,* zodpovedajúcej podzóne *Caronita turona* (Salaj a Samuel, 1977, 1984).

4. Snežnické vrstvy (Scheibner a Scheibnerová, 1958). Predstavuje ich jemnorytmický distálny flyš (cca 100 m) vystupujúci v pruhu Dohňany — Hoštiná — Považský Chlmec — Snežnica a ďalej k Varínu (už mimo študovanej oblasti).

5. Sromovské vrstvy. Pôvodne ich definoval Birkenmajer (1959, 1977). V študovanom území majú hrúbku 200—400 m a vystupujú v rovnakom pruhu ako snežnické vrstvy. Ide o flyšové súvrstvie tvorené tenko- a hrubolavicovitými 5—50 cm hrubými vápnitými pieskovcami a slieňmi s viacerými horizontmi exotických zlepencov. Tieto horizonty predstavujú najsevernejšie vyznievanie koňacko-santónskej zlepencovej fácie sekvencie Šebešťanovej s polohami, resp. blokmi rudistových, resp. hipuritových vápencov rašovského vývoja (Andrusov, 1959). Pre túto fáciu zlepencov zavádzame nové meno — rašovské zlepence (pozri ďalej).

6. Pestré pelagické spodnokampánske sliene s *Globotruncana arca* (Cushman) a s ojedinelými polohami vápnitých pieskovcov patria správne k púchovským vrstvám (Štúr, 1860). Ide o klasické, Štúrom citované lokality (severne od Hrabovky, Vieska a Ihrište), ktoré skutočne patria spodnému kampánu, rovnako ako aj mnohé ďalšie lokality (pruh Udiča — Dolný Hričov — Žilinská Lehota, obr. 1).

I keď by sa mohlo zdať, že používanie ďalšieho termínu — gbelianske vrstvy (Kantorová a Andrusov, 1958; Andrusov a Samuel et al., 1983, s. 308—310, náhrada názvu púchovské vrstvy) pre vyšší stratigrafický horizont pestrých slieňov (vrchný kampán — mástricht, Samuel in Haško a Polák, 1977) vystupujúcich pri Gbeľanoch a Nededzi (patriace klapskej jednotke sekvencie Šebešťanovej, južný pruh) je zdanlivo opodstatnené, neodporúčame ho používať, pretože podľa Salaja a Samuela (1966) pestré púchovské sliene v oravskom úseku bradlového pásma (lok. Mokraď, Kňažia, Široká) majú stratigrafický rozsah od spodného kampánu do vrchného mástrichtu.

Púchovské vrstvy pri Gbeľanoch a Nededzi vystupujú v podloží paleocénu až spodného eocénu žilinského vývoja. Naproti tomu púchovské vrstvy v severnom pruhu (Zádubnie — Zástranie — Prostredný Vadičov) patria spodnému kampánu (Salaj, 1962) sekvencie Hoštinej.

7. Ihrištské vrstvy. Pre mohutný strednokampánsko-mástrichtský komplex sivých slieňov s polohami červených slieňov, piesčitých slieňov, vápnitých pieskovcov s polohami orbitoidových vápencov a s telesami alebo blokmi organogénnych biotermných rudistových vápencov zavádzame nový termín — ihrištské vrstvy. Ide o aplikáciu a modifikáciu prv Štúrom (1860) zavedeného termínu ihrištské sliene. Tento komplex vystupuje východne (asi 2 km) od Ihrišťa v zároze lesnej cesty, kde sú tieto vrstvy dokonale odkryté a detailne ich opísal Salaj a Began (1963). Zrejme ide o pôvodne Štúrom opísanú lokalitu. Ďalší dokonalý odkryv ihrištského súvrstvia je v zároze poľnej cesty z Hrabovky na kótu Brezie (Salaj a Began, 1977), taktiež spomínaný Štúrom. Ihrištské súvrstvie, podobne ako jarmutské súvrstvie v čorštynskej sekvencii, vystupuje v nadloží pestrých púchovských slieňov.

V spodnej časti ihrištských vrstiev (vrchný kampán — mástricht) majú prevahu inocerámové sliene a vo vrchnej plytkovodnejšie vápence s orbitoidnými foraminiferami. V celom profile slieňov ihrištských vrstiev prevládajú planktonické foraminifery. Miestami sú v nich prítomné i karbonátové zlepence podobné zlepencom v jarmutských vrstvách.

Jarmutské vrstvy sa od ihrištských vrstiev výrazne líšia charakterom faciálneho (flyš s exotickými zlepencami), batymetrického (sú hlbokovodnejšie), faunistického (prevládajú hlbokovodné aglutinované foraminifery, planktonické a orbitoidné foraminifery sú preplavené), priestorového umiestnenia a majú aj inú zdrojovú oblasť. Sedimentačná zóna jarmutských vrstiev sa viazala na čorštynský sedimentačný priestor s prínosom materiálu zo severne situovanej bielokarpatskej kordiléry, do ihrištských vrstiev bol dodávaný materiál z ultrapieninských kordilér, ktoré v rámci klapského a drietomského sedimentačného priestoru menili svoje miesto v priestore i v čase (od albu do santónu a od vrchného kampánu do mástrichtu).

V ihrištskom súvrství autor vyčleňuje dva vrstvové komplexy:

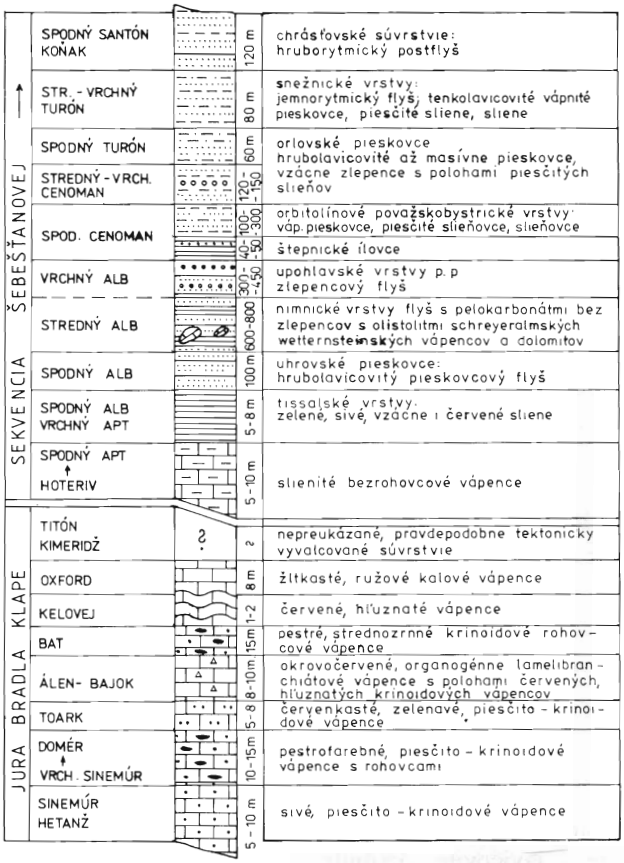
a) Pre spodný člen (50—150 m) je vhodný termín podbradlianske vrstvy Samuela et al. (1980). Sú to sivé, miestami pestré sliene s polohami pieskovcov. Miestami sú vyvinuté masívne telesá biohermných organodetritických rudistových vápencov, ktoré autor nazval bezdedovské vápence. Dve šošovky týchto vápencov vystupujú v zároze železnice pri Vieske-Bezdedove (v opustenom kameňolome).

b) Vrchný člen (300—500 m) — faciálne variabilné, ale regionálne značne rozšírené orbitoidové vrstvy Salaja (1961, s. 85) — zodpovedajú bradlianskemu súvrstviu v zmysle Samuela et al. (1980) v brezovskej skupine gosauskej kriedy Myjavskej pahorkatiny: inocerámové sivé sliene, piesčité sliene, lavicovité vápnité karbonátové pieskovce a organodetritické orbitoidové žltkasté vápence až jemnozrnné karbonátové zlepence. Najvrchnejšia časť (30—50 m) má flyšový charakter.

8. Šafranické vrstvy (50—100 m). Tvoria ich sliene, piesčité sliene, vápnité tenkolavicovité pieskovce a organodetritické vápence až zlepence. Na základe analógie so šafranickými vrstvami z typovej lokality sekvencie Šebešťanovej patria dánu, montu a spodnému landénu (= spodnému tanetu).

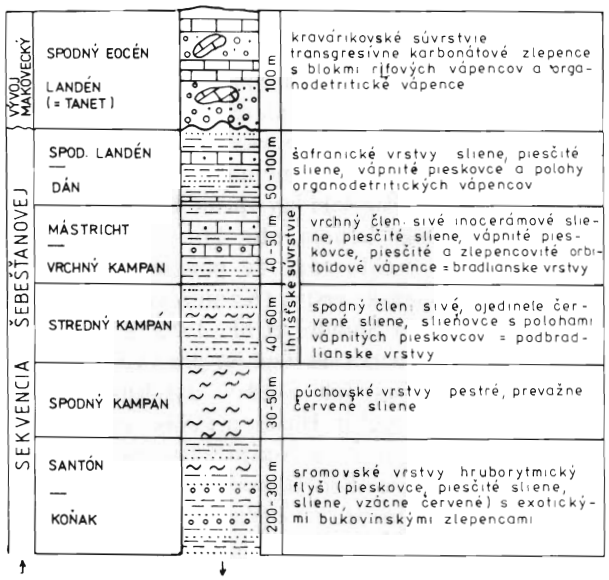
Vekom sú ekvivalentné žilinským vrstvám (paleocén — stredný eocén) vystupujúcim v oblasti Hradiska pri Žiline. Reprezentujú ich hlavne pestré íly s vložkami pieskovcov a vzácne i olistolity rifových vápencov. Žilinské vrstvy boli pôvodne pričlenené k manínskej jednotke (Bystrická et al., 1983). Neskoršie ich autor preradil (Salaj, 1987) ku klapskej jednotke. V podloží žilinských vrstiev vystupuje aj sekvencia Šebešťanovej.

9. Na šafranických vrstvách transgresívne ležia kravárikovské vrchnolandénske (= vrchnotanetské) až spodnoeocénne jemnozrnné karbonátové zlepence, hrubozrnné pieskovce a bloky rifových vápencov s *Discocyclina seunesi* Douvillé. Najvrchnejší člen (max. 50 m), ktorý z okolia Púchova opísal Began et al. (1963), tvoria sliene s polohami pieskovcov s bohatou planktonickou mikrofaunou spodnoeocénnych globigerín (prevláda *Globigerina eocaenica* Subbotina).



Obr. 4. Klapská jednotka: jura, spodná — stredná krieda, spodný senón. Lokality: Klape, Uhry, Nosice, Orlové, Šebešťanová, Vrtižer. Zostavil Salaj (1988), upravené.

Fig. 4. Klape unit: Jurassic-Lower-Middle Cretaceous, Lower Senonian. Localities: Klape, Uhry, Nosice, Orlové, Šebešťanová, Vrtižer. Compiled by Salaj (1988), modified.



Obr. 5. Klapská jednotka: senón — paleocén, vrchný paleocén — spodný eocén. Lokalita: širšie okolie Udiče. Zostavil Salaj (1989).

Fig. 5. Klape unit: Senonian-Paleocene; Upper Paleocene-Lower Eocene. Localities: broader surroundings of Udiča. Compiled by Salaj (1989).

Klapská jednotka

Klapskú jednotku, situovanú na JV od drietomskej jednotky, tvorí jednak vrstvový sled niekoľkých jurských bradiel a vrstvový sled kriedových až paleocénnych sedimentov viacerých šupín. Na bradlový charakter jury ako klapskej série, ktorá podľa Scheibnera (1962) sedimentovala na južnom okraji pieninskej geosynklinály a mala plytkovodný kordilérový charakter, prvý upozornil Began (1961). Táto kordiléra bola podľa Scheibnera (1962) v turóne vynorená a dodávala materiál do vrchnej časti orlovských vrstiev a hlavne do exotických zlepencov, ktoré sa považovali za bázu nového senónskeho cyklu (Andrusov, 1959; Scheibner, 1962). Vrstvový sled kriedy (s detailnou mikrobiostratigrafiou) v obklopení klapského bradla opísal Salaj (1962), resp. Began et al. (1963), ale ku klapskej sekvencii ho neskôr pričlenil Salaj a Samuel (1966). Novšie poznatky o klapskej sekvencii publikoval Began a Salaj (1978) a Salaj (1982). Z litologického hľadiska detritické členy kriedy klapskej sekvencie opísal Marschalko a Samuel (1975, 1980) a hlavne Marschalko (1986).

V strednej kriede dochádza k výrazným tektonickým pochodom. Najprv to bol rifting klapskej vápencovej platformy vo vrchnej časti spodného albu, potom vo vrchnom albe — turóne skracovanie sedimentačných priestorov, erózia vynorených zón, výrazná subdukcia bradlového pásma a nasunutie klapského (neseného bazénu — Marschalko, 1986), ako aj drietomského bazénu do bradlového pásma. Bradlové a pribradlové pásmo sa výrazne zvrásnilo počas laramskej a hlavne sávskej fázy vrásnenia. Preto sa kompletné a súvislé vrstvové sledy klapskej sekvencie nemohli zachovať v jednotlivých tektonických šupinách. Salaj (1987) ich rozdelil do 3 skupín: Klape (jura), Šebešťanová (neokóm — santón) a Udiča (kampán — najspodnejší landén). V predloženej práci ich zlučujeme do dvoch prirodzených sekvencií: klapskej (jura) a Šebešťanovej (neokóm — spodný landén).

Sekvencia bradla Klape. Prvú sekvenciu tvorí jura klapského bradla (obr. 4), ktorého vrstvový sled detailne opísal Began (1962, 1969) a Rakús (1981), a niektoré ďalšie, menej kompletné vrstvové sledy ďalších bradiel, ktoré sa vyskytujú ako olistolity v albe klapskej a drietomskej sekvencie. Tieto olistolity sú chaoticky usporiadané, majú výrazné litologické členy úplne totožné s bradlom (? olistolitom) Klape. Okrem toho sú tu prítomné vrstvy fleckenmerglových vápencov a slieňov liasu v podloží krinoidových

vápencov, ktoré podľa názoru autora pochádzajú z drietomskej jednotky chotúčskeho vývoja.

Sekvencia Šebešťanovej. Sekvenciu tvoria sedimenty neokómu až santónu (obr. 4) a sedimenty kampánu až mástrichtu a paleocénu (obr. 5). Typová lokalita je situovaná v strednej časti pruhu Nosice — Šebešťanová — Žilina, v ktorom je táto sekvencia najviac rozšírená a ktorého vymedzenie vymapoval autor (obr. 1). Ide o dva pruhy príkrovového charakteru s prevrátenými vrstvovými sledmi a s násunom na JV. Vo vyššej šupine klapského príkrovu s. s., teda vo vonkajšom pruhu (čiastočne s hlbšími fáciami), je aj jura klapského bradla. Na SZ v ďalšej šupine vystupuje aj senón a paleogén sekvencie Šebešťanovej (tvoriace prevažne synklinálnu, tektonicky porušenú štruktúru), ktoré sú na tento vonkajší pruh klapskej jednotky čiastočne spätne nasunuté. Vo vnútornom čiastkovom klapskom príkrove (= spodná šupina) vystupujú prevažne plytkovodnejšie fácie (do santónu). Okrem toho senón, známy ako rašovský vývoj (rašovské zlepence, púchovské a ihrištské vrstvy), a paleocén vystupujú v okolí Rybárikova. Vyšší detritický člen paleocénu — spodného eocénu (kravárikovské súvrstvie) je transgresívny a patrí makoveckému vývoju.

Naproti tomu na Hradisku (západne od Žiliny) a pri Gbeľanoch je vrchný kampán — mástricht — stredný eocén v hlbšom pelagickom vývoji s gbelianskymi a žilinskými vrstvami v tektonickom podloží juhovergentne nasunutej spodnej šupiny klapského príkrovu, reprezentovaného strednou kriedou.

Autorove detailné štúdiá v tejto oblasti prinášajú nové poznatky o vrstvovom slede sekvencie Šebešťanovej, ktorý je po doplnení takýto:

a) Najstarším členom sú útržky neokómskych bradiel (hoteriv — spodný apt) v jz. obklopení jury bradla Klape. Ide o slienité škvrnité vápence litofaciálne viac príbuzné spodným členom manínskej sekvencie a sekvencie Hradnej, výrazne sa líšiace od neokómu pienidných sekvencií, pre ktoré nemožno použiť Birkenmajerov (1977, s. 94—95) termín súvrstvie pieninských vápencov.

b) Zelené a červené sliene (5—8 m) vrchného aptu s *Planomalina (Globigerinelloides) cheniourensis* (Sigal) a spodného albu s *Ticinella roberti* (Gandolfi) tvoria tisalské vrstvy (Muratov a Maslakova, 1950), ktorých názov prebral Haško a Polák (1979) aj pre alb kysuckej sekvencie.

c) Súvrstvie spodnoalbských uhrovských pieskovcov (nové meno) hrúbky 100 m, ktoré sa pozvoľne vyvíja z tisalských vrstiev (500 m sz. od kameňolomu Uhry, zárez poľnej cesty pri prameni), tvoria 80 cm až 1 m hrubé jemnozrnné, dobre vytriedené pieskovce s ojedinelými vložkami aleuritických slieňov na báze s *Ticinella roberti* (Gandolfi) a *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss). Pelosiderity nie sú prítomné. Referenčný profil: zárez potoka východne od kameňolomu (obec Uhry). Toto súvrstvie laterálne prechádza do flyšového súvrstvia.

d) Nimnické flyšové súvrstvie (nové meno) je súvrstvie s pelokarbonátmi a bez konglomerátov (hrúbka 600—800 m). Vyznačuje sa výraznou variabilitou hrúbky turbiditných pieskovcov a s nimi alternujúcich vápnitých ílovcov s nízkym obsahom $CaCO_3$ (od 6,43 do 28, 65 %, tab. 1) a aleuritov. Vápnité pieskovce turbiditov sú od 0,5 cm do 3 m hrubé, vápnité ílovce až slieňovce , ako uvádza Marschalko (1986), majú symetricky a bimodálne rozdelené hrúbky vrstiev. Maximálne hodnoty sú v rozmedzí 4—20 cm, resp. 40—400 cm, alebo sú

TAB. 1

Percentuálny obsah $CaCO_3$ a $MgCO_3$ v horninách kriedy klapskej a drietomskej jednotky (podľa Ďuriša in Salaj, 1986a)

Percentage content of $CaCO_3$ and $MgCO_3$ in Cretaceous rocks of the Klape and Drietoma units (according to Ďuriš in Salaj, 1986a)

Lok.	Č. vz.	%		Hornina	Vek
		$CaCO_3$	$MgCO_3$		
UDIČA	K–212	32,95	5,92	sivé slieňovce	mástricht
	K–140	53,01	2,03	červené slieňovce	kampán
ORLOVÉ — VRTIŽE	K–111	38,15	5,00	slieňovce v orlovských vrstvách	stredný turón
	K–109	40,11	7,93		
	K–105	41,95	5,77		spodný turón
	K–103	28,02	7,64		
	K–122	37,63	2,15		stredný-vrchný cenoman
	K–125	40,11	2,07		
	K–202	36,02	4,67		
	K–134	1,61	3,87	ílovce	spodný cenoman
POVAŽ. BYSTRICA	K– 44	29,67	2,70	slieňovce v orbitolínových vrstvách	
	K– 33	33,13	3,85	ílovce, vápnité ílovce a slieňovce z flyšového súvrstvia	vrchný alb
	K– 3	10,90	4,18		
	K– 8	3,98	4,18		stredný alb
	K–168	15,55	2,28		
	K–159	8,89	3,12		
NIMNICA	K–182	9,62	5,23		
	K– 90	23,95	3,81		
	K– 80	12,99	4,48		
	K– 76	10,59	4,87		
	K– 72	14,32	4,71		
UHRY	K– 66	6,43	3,68		
	K– 60	16,99	4,77		
	K– 49	16,03	4,87		
	K– 46	11,16	5,50		
VRŠ. PODHRADIE	K– 13	34,29	6,40	vápnité ílovce a sliene z flyša drietomskej sukcesie	cenoman
	K– 18	5,39	5,15		alb
	K– 15	23,95	3,35		
	K– 22	16,23	2,85		
MEDNÉ	K–171	37,13	2,55	sliene	vrchný apt

asymetrické (Uhry, lom Milochov) s maximom od 4—10 cm, ojedinele od 4—10 m.

V najspodnejšej časti súvrstvia patriacej ešte spodnému albu (kameňolom Uhry, vzorky K-45 a K-48) je aglutinovaná mikrofauna zóny *Haplophragmoides nonioninoides* (Salaj, 1986a).

Spodnú časť stredného albu (lom Uhry a jeho nadložie) s *Birostrina* ex gr. *concentrica* (Parkinson) charakterizuje z foraminifer *Ticinella primula* Luterbacher et Premoli Silva.

Bázu vrchnej časti stredného albu určuje objavenie druhu *Biticinella breggiensis* (Gandolfi) (vz. K-64) spolu s *Favusella washitensis* (Carsey), *Ticinella primula* Luterbacher et Premoli Silva, *Hedbergella globigerinellinoides* Subbotina, *Pleurostomella obtusa* Berthelin, *Epistomina* (Brotzenia) *spinulifera polypioides* (Eichenberg) a *Eurycheilostoma grandstandensis* Tappan.

V najvrchnejšej časti stredného albu až do podložia konglomerátov sú okrem len aglutinovaných foraminifer viacerých hemipelagických horizontov (Te-f) v iných horizontoch (Td-e) zastúpené aj vápnité bentózne foraminifery, hlavne *A. (Gavelinella) ammonoides* (Reuss), *A. (Gavelinella) rudis* Reuss, *A. (Gavelinella) intermedia* Berthelin a hlavne *Epistomina (Brotzenia) spinulifera polypioides* (Eichenberg). Považujeme ich za alochtónne, preplavené turbiditmi z viacerých ekologických hniezd, ktoré žili na kontinentálnom svahu. Referenčný profil: zárez cesty pri priehrade východne od Nimnice, pri kameňolome Uhry a pozdĺž cesty smerom ku kóte Dubovec.

Treba ešte poznamenať, že v nimnických, ako aj v upohlavských vrstvách v pruhu Nové Nosice — Púchov — Hrabovka — chatková kolónia pri Púchove a smerom ku kóte 534 (asi 1 km južne od kóty Zalazište, 561) sa vyskytujú veľké i menšie olistolity neokómskych, jurských a triasových hornín, ktoré boli postupne odlamované z výrazne vynorenej hrany mezozoickej karbonátovej klapskej platformy. Ich existencia, ako aj výsledky valúnových analýz mezozoického materiálu albsko-cenomanských zlepencov (ich súborný inventár pozri in Mišík a Marschalko, 1989) dovoľujú zastávať názor, že mezozoikum klapskej platformy malo do spodného albu veľmi blízky vzťah, resp. bolo totožné s fáciami, aké poznáme z jednotlivých príkrovov Brezovských a Čachtických Karpát a v rohateckoskalskej (= chočskej) jednotke Strážovských vrchov.

Preukázané padanie triasových-spodnokriedových olistolitov v jednom a tom istom úseku klapského pásma do albských sedimentov prakticky počas 10—12 My nedovoľuje akceptovať názor o dodávaní exotických valúnov do albských sedimentov cestou ľavobočnej rotácie Centrálnych Západných Karpát, resp. názor o postupnom prekrytí pieninsko-meliatskeho oceánu Centrálnymi Západnými Karpatmi a ich kolíziou s okrajom stabilnej Európy, ako to vysvetľujú Mišík a Marschalko (1989). Navyše nie je možné prijať ani názor o jednotnom pieninsko-meliatskom oceáne vzhľadom na faciálnu nadväznosť v priestore a v čase jednotlivých sedimentačných priestorov Západných Karpát (Maheľ, 1986; Salaj, 1987a).

Upohlavské vrstvy s. s.: Ide o zlepencový flyš vrchného albu (upohlavské vrstvy Andrusova, 1945), ktorý na základe mikrofauny určenej Kantorovou (in Began, 1961) do albu po prvýkrát začlenil Began (1961). Salaj (1961) preukázal, že k upohlavským vrstvám sú pričlenené rôzne horizonty interformačných zlepencov vo flyšových súvrstviach patriacich k rôznym stupňom strednej a vrchnej kriedy, dokonca i paleocénu.

Ak upohlavské zlepence v rámci flyšového súvrstvia na typových lokalitách Štúra (1860) — Upohlav a sz. od Orlového — považujeme za vrchnoalbské až spodnocenomanské (pôvodne boli do turónu pričlenené na základe superpozície, ale Štúr, 1860, nemohol postrehnúť, že ide o sled prevrátených vrstiev), potom budeme termín upohlavské vrstvy používať jednak v sekvencii Šebešťanovej (v nadloží nimnických vrstiev a v podloží štepnických ílov) a jednak v sekvencii Stupného, kde sa nachádzajú hlavne spodnocenomanské zlepence. Tu nimnické vrstvy vo vrchnej časti zodpovedajú vrchnému albu, kým v nadloží upohlavských vrstiev miesto štepnických ílov je vyvinuté normálne flyšové súvrstvie.

Naproti tomu súvrstvie koňacko-santónskeho veku, tvorené prevažne exotickými zlepencami, ojedinele s polohami pieskovcov, prípadne i slieňov (s blokmi biohermných rudistových a hipuritových vápencov), ktoré Andrusov (1951) tiež pričlenil k upohlavským vrstvám s l., nazval autor rašovské zlepence.

Zloženie zlepencov, prítomnosť blokov biohermných vápencov, prítomnosť rias a korálov v piesčitom tmelí zlepencov svedčí o vzniku rašovských zlepencov príbrežnej zóny v blízkosti vynorenej hrany v senóne fungujúcej a vynorenej kordiléry v klapskom sedimentačnom priestore. Ide zrejme o resedimentáciu valúnového materiálu z albsko-cenomanských zlepencov sekvencie Šebešťanovej.

Za typový profil upohlavských vrstiev s prevahou upohlavských zlepencov autor označuje profil v zárezе cesty severne od obce Orlové (záp. od kóty Dubovec), ktorý detailne študoval Began et al. (1965). Podľa Marschalka (1975) ide o proximálny flyš, ktorý sa viaže na spodnú šupinu klapského príkrovu. Za ďalší referenčný profil pre upohlavské vrstvy vrchnoalbského veku treba označiť profil sz. od kóty Dubový háj (kóta 501 m), ktorý detailne študoval a spracoval Marschalko a Samuel (1975). Ide o distálny flyš so 6 megarytmami (A — F).

Upohlavské súvrstvie vystupuje už vo vrchnej šupine klapského príkrovu.

Za typovú lokalitu rašovských zlepencov označujeme kótu Rašov (sz. od Visolají; cf. dok. bod 16 in Samuel et al., 1972, s. 3), odkiaľ tieto zlepence pokračujú v pruhu na Lieštie — Brekovec — Húštie — Pod Húštím (nesprávne Salajom a Beganom in Began et al., 1963, pričlenené do kampánu až mástrichtu). Na posledne menovanej lokalite vystupujú aj najznámejšie Andrusovom (1959) spomínané rudistové a hipuritové vápence. Smerom od nadložia pribúdajú pieskovce a sivozelené sliene s mikrofaunou zón Ventilabrella decoratissima a Globotruncana manaurensis — Glbtr. elevata, ktoré rýchlo prechádzajú do fácie spodnokampánskych slieňov a ihrištských vrstiev. Ide o klasický rašovský vývoj senónu Andrusova (1959), ktorý však nie je transgresívny. Je plytkovodný — neritický a bol viazaný na ostrovnú, archipelovú zónu tropického plytkovodného mora normálnej salinity, bohatého na korále, hipurity, machovky, ježovky a gastropody rifovej a pririfovej detritickej fácie.

f) Štepnické ílovce (nové meno) hrúbky 50—80 m sa nachádzajú v nadloží upohlavských vrstiev. Reprezentujú ich ílovce, ojedinelé lavičky pieskovcov, nízky obsah $CaCO_3$ (vz. K—134, tab. 1). Ide o hemipelagické sedimenty s aglutinovanou mikrofaunou (*Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Recurvoides impertectus* Hanzlíková, *Haplophragmoides* sp.). Sedimentovali po prvom ukončení tektonickej aktivity klapskej kordiléry v priebehu spodnej časti spodného cenomanu. Referenčný profil štepnických ílov je v zárezе cesty na hrebeni medzi kótami 575 a 447 asi 1 km západne od Považského Podhradia.

g) Považskobystrické orbitolínové vrstvy (nové meno) dosahujú mocnosť 100—300 m. Vápnité pieskovce a piesčité sliene z vrchnej časti spodného cenomanu až zo spodnej časti stredného cenomanu z litologického, faunistického a chemického hľadiska (vysoký obsah $CaCO_3$, tab. 1) reprezentujú plytkovodné sedimenty neritickej zóny. Referenčný profil: svah pozdĺž Kukučínovej ulice v Považskej Bystrici.

h) Orlovské vrstvy (orlovský pieskovec — Štúr, 1860), ktoré podrobne spracoval Marschalko a Samuel (1980), sú z vrchnej časti stredného cenomanu až spodného turónu. Ide prevažne o masívne, resp. hrubolavicovité vápnité pieskovce s polohami aleuritických slieňov, geneticky späté s plytkovodnou neritickou zónou v hĺbkovom rozsahu 50—100 m.

Ich vek na báze (Andrusov a Scheibner, 1960) určuje *Acanthoceras rhotemagense* (d'Orbigny) a vrch určuje asociácia druhu *Dicarinella imbricata* (Mornod), ktorý autor preukázal na lokalite Orlové (lom pri benzínovej pumpe) a vo Vrtižeri.

i) Snežnické vrstvy reprezentuje jemnorytmický flyš (100 m) stredného a vrchného turónu (tenkolavicovité, 3—10 cm hrubé pieskovce, piesčité slieňovce a slieňovce s vysokým obsahom $CaCO_3$), ktorý je odrazom sedimentácie v hĺbkach približne 300—500 m. Dôkazom sú bikonvexné a kónické planktonické foraminifery 3. a 4. hĺbkového pásma: *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Dicarinella oraviensis* (Scheibnerová), *Dicarinella biconvexa* (Samuel et Salaj), *Falsomarginotruncana renzi* (Gandolfi) a i. Referenčný profil: zárez lesnej cesty asi 350 m severne od kóty 417 a asi 700 m sv. od Vrtižera.

j) Chrásťovské súvrstvie (nové meno; 100—200 m). Hruborytmický postflyš neritickej plytkovodnej fácie (hĺbka 50—100 m) je koňacko-spodnosantónskeho veku (Salaj, 1962; Salaj a Samuel, 1966). Toto súvrstvie je vekovo ekvivalentné rašovským zlepencom a podobné orlovským vrstvám. Tvoria ho hrubolavicovité, 1—3 m hrubé (menej 10—150 m) pieskovce (miestami s valúnmi a hniezdami zlepencov) s podradne zastúpenými vložkami silne piesčitých slieňov. Referenčný profil: nadložie vyššie opísaného turónskeho súvrstvia v dvoch malých opustených kameňolomoch sv. od kóty Chrásť.

Karbonátové zlepence koňaku a vrstvy santónu v hlbokovodnejšom vývoji sú zastúpené flyšovým vývojom hrubým 200—350 m (lokalita medzi „Okrutom" a Udičou) pozostávajúcim z vápnitých pieskovcov, slieňov a z polôh exotických bukovinských zlepencov bez biohermných rudistových vápencov. Ide o litofaciálny vývoj, pre ktorý by sme mohli akceptovať Birkenmajerov (1959) termín sromovské vrstvy, ktoré sú prítomné len vo vyššej šupine klapského príkrovu. Sromovské súvrstvie je najlepšie odkryté v zárezе cesty pri Považskom Chlmci (Began et al., 1965). Salaj a Samuel (1966) a Haško a Polák (1977) ich pričlenili ku kysuckej sekvencii. Prítomnosť cenomanských hatnianskych vrstiev s *Rotalipora cushmani* (Morrow) a snežnických vrstiev s *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) v ich podloží potvrdzuje, že ide o jednotku klapského pásma s. l. (Salaj, 1986b, s. 491) patriacej k sekvencii Hoštinej drietomskej jednotky. Horizonty exotických zlepencov v sromovských vrstvách bez biohermných hipuritových vápencov považujeme súhlasne s Birkenmajerom (1977, s. 125) za ekvivalentné bukovinskému členu.

Vyššie stratigrafické členy sekvencie Šebešťanovej sú prítomné jednak v synklinálnej štruktúre pri Udiči a v značne tektonicky redukovanom pruhu pokračujú k Žiline. Ďalej vystupujú v niektorých šupinách v oblasti Hradiska a v oblasti Rybárikova (na jv. od Považskej Bystrice).

Najkompletnejší vrstvový sled vystupuje v synklinálnej štruktúre pri Udiči (obr. 5). Táto štruktúra je spätne nasunutá na skupinu Šebešťanovej, s ktorou bola pôvodne spätá, tvoriac jej normálne stratigrafické nadložie. Najmenej porušený vzťah pestrých púchovských slieňov k podložným sromovským

vrstvám vidieť sz. od cintorína v Udiči (Salaj a Samuel, 1966) a smerom k podložným rašovským zlepencom v okolí kóty Rašov a Lieštia (= rašovský vývoj).

Vrstvový sled vyšších členov sekvencie Šebešťanovej v zárezе poľnej cesty (pozdĺž rokliny) západne od kostola v Udiči vedúcej ku kóte 416 (sv. od Upohlavu) je takýto:

a) Pestré spodnokampánske (50—80 m) púchovské sliene s bohatou mikrofaunou zóny *Globotruncana arca.*

b) Ihrištské súvrstvie.

— Spodný člen — strednokampánske sivé inocerámové sliene (s bohatou mikrofaunou zóny *Globotruncana arca rugosa*) s turbiditnými vápnitými laminovanými jemnozrnnými siltickými pieskovcami. Ide o spodnú časť ihrištského súvrstvia, pre ktoré aplikujeme názov podbradlianske vrstvy.

— Sliene, polohy turbiditných vápnitých pieskovcov a zlepencov a alodapických vápencov s orbitoidnými foraminiferami vrchného kampánu — mástrichtu. Vo vrchnej časti slieňov s polohami pieskovcov je prítomná *Racemiguembelina fructicosa* (Egger). Toto súvrstvie vystupuje aj v pruhu kóty Šafranica — Cingolovec — Dúbrava. Zodpovedá vrchnej časti ihrištského súvrstvia, pre ktoré aplikujeme názov bradlianske vrstvy.

c) Šafranické vrstvy. Jemnorytmický flyš (cca 50 m) spodno- až vrchnopaleocénneho veku. V najvrchnejších polohách súvrstvia tvoriaceho synklinálnu štruktúru (Udiča — kóta Hradište) sú organodetritické vápence. V spodných častiach je preukázaná *Subbotina pseudobulloides* (Plummer), v najvrchnejších polohách *Morozovella pusilla* (Bolli).

Na šafranických vrstvách transgresívne leží kravárikovské súvrstvie. Ide o vrchnopaleocénno-spodnoeocénne karbonátové zlepence s blokmi rifových vápencov makoveckého vývoja s *Discocyclina seunesi* Douvillé. Referenčný profil: zárez poľnej a lesnej cesty sv. od kóty Šafranica a jz. od kóty Hradište (465 m).

Manínske pásmo

Manínska jednotka

Manínsku jednotku predstavuje manínska (jura — spodný alb) a podmanínska sekvencia (vrchný alb — mástricht). Novovymedzená podhájska sekvencia (neokóm — cenoman, obr. 6), hoci sa nachádza v manínskom pásme, reprezentuje inú tektonickú jednotku.

Manínska sekvencia. Jej vrstvový sled (hetanž — spodný alb) je dokonale známy (Andrusov, 1959; Mišík, 1966; Maheľ a Kullmanová, 1961; Rakús in Began et al., 1963; Rakús, 1975, 1977, 1984; Kysela et al., 1979; Maheľ, 1985; Michalík in Andrusov et al., 1983 a i.). Najkompletnejšie sledy manínskej sekvencie vystupujú v bradlách Malého a Veľkého Manína (obr. 6), Butkova a v Kališti. Menej kompletné a hlavne mladšie členy vystupujú na bradlách Skalice, Kamenice, Vŕška, Kontúrovca, Holáka, Skalky, Bôrovej hôrky a Jelenej skaly. Všetky tieto bradlá vystupujú v dvoch antiklinálnych, viacmenej tektonizovaných štruktúrach. Týka sa to i bradiel Skalice, ktoré Maheľ (1985) interpretoval ako krížňanskú príkrovovú trosku. V skutočnosti však ide o antiklinálnu klenbu, ktorá je v centrálnej časti poklesnutá a vyplnená flyšovými sedimentmi stredného cenomanu. Manínske bradlá (externá zóna) vykazujú výrazný násun na severovýchod (na podhájsku jednotku) (Kysela et al., 1979), v pokračovaní na JZ. Butkovské bradlo a bradlo Kalište (interná zóna) sa nasunuli na juh a bradlo Kalište smerom na východ na butkovské sliene.

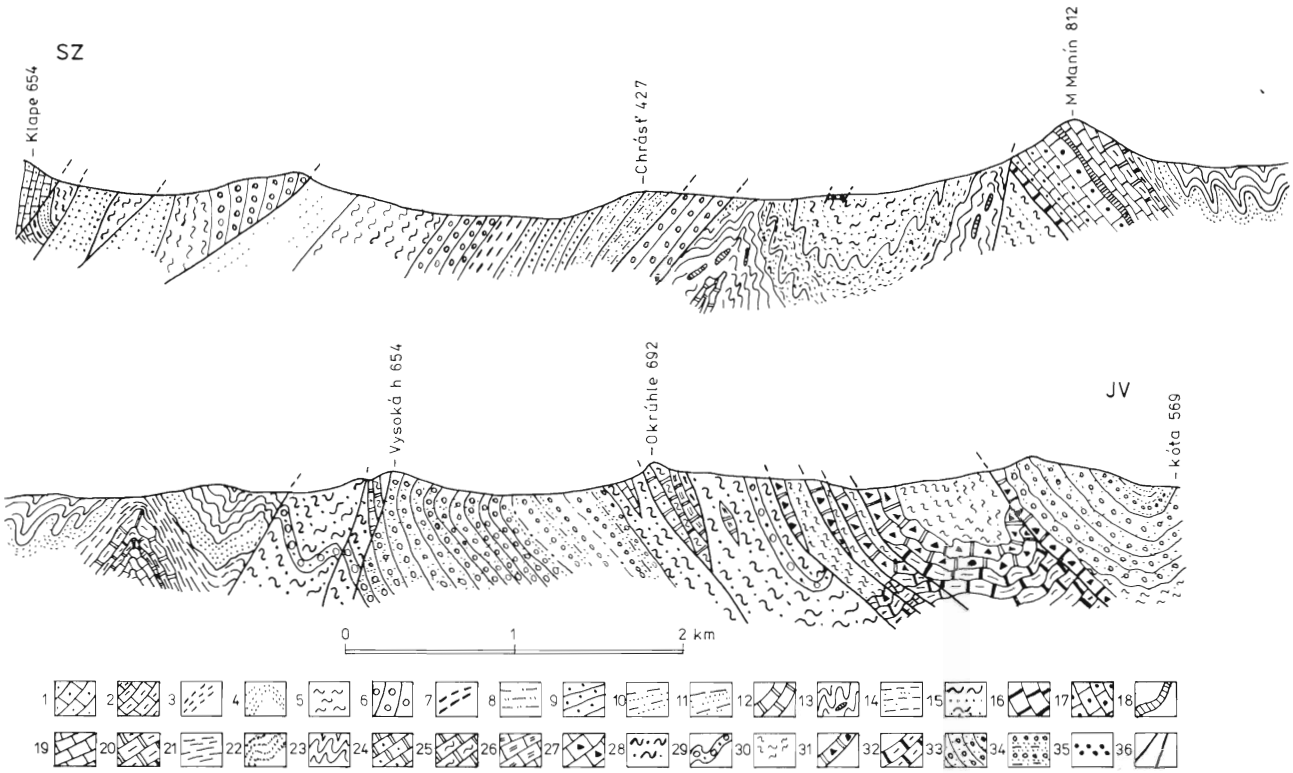
Podmanínska sekvencia. Kysela et al. (1982) ju pôvodne definovali ako skupinu. Vrstvový sled tvoria nasledujúce litostratigrafické členy:

a) Najstaršie butkovské súvrstvie (vrchný alb — spodná časť stredného cenomanu), reprezentované pelagickými, na báze glaukonitickými slieňmi a slieňovcami, leží transgresívne na vrchnom člene manínskej skupiny, tvorenej tmavými rohovcovými vápencami, prípadne miestami (Butkov) nad organodetritickými orbitolínovými slaboglaukonitickými vápencami.

b) Vyšší stratigrafický člen tvoria belušskoslatinské vrstvy (vyšší stredný cenoman) definované Salajom (1982) a reprezentované hruborytmickým flyšovým komplexom cca 300—500 m hrubým. Smerom na JV majú belušskoslatinské vrstvy širší stratigrafický rozsah (spodný — stredný cenoman). Nenachádzajú sa v nadloží butkovských slieňov, ale v tektonickom styku (spätne nasunuté) so súvrstvím vrchného albu sekvencie Hradnej. Smerom na SV toto súvrstvie spodného — stredného cenomanu laterálne prechádza do kvašovských vrstiev, tvorených prevažne organodetritickými jemno- až hrubopiesčitými vápencami a vápnitými zlepencami plytkovodnejšieho až transgresívneho charakteru, s hojnými korálmi a exogýrami. Aj toto súvrstvie je spätne nasunuté na flyšové súvrstvie albu, resp. neokómu, čo sa vymapovalo v Dolnom Moštenci (Salaj, 1988a, b).

Všetky vyššie vymenované typy flyšového súvrstvia vystupujú v podloží praznovských vrstiev.

c) Praznovské vrstvy (vrchný cenoman) v podmanínskej sekvencii nemajú polohy exotických zlepencov. Tieto polohy (hradnianske zlepence) sa v praznovských vrstvách vyskytujú (Kysela et al., 1979) v oblasti Hradnej a Súľova, ale autor ich v rámci kostoleckej jednotky preradil do novovymedzenej sekvencie Hradnej.

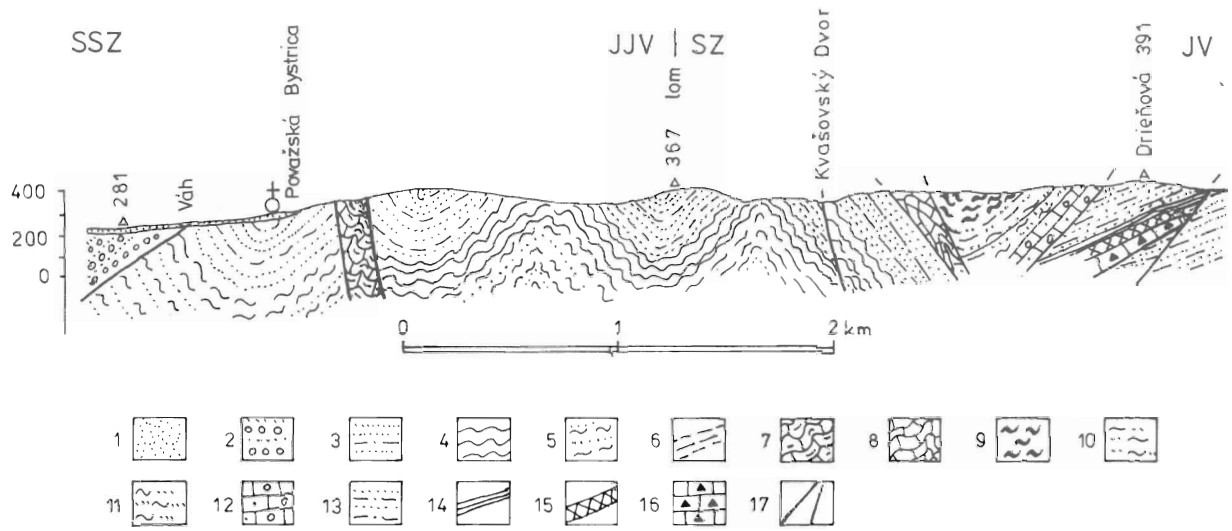


Obr 6. Geologický rez územím klapskej, podhájskej, manínskej, kostoleckej (+ priľahlej krížňanskej kriedy), strážovskej, chočskej jednotky a centrálnokarpatského paleogénu. Súľovských vrchov. S použitím geologických máp a profilov Begana et al. (1963), Kyselu a Rakúsa (1979), Kyselu a Marschalka (1980) a autorových mapových podkladov zostavil Salaj (1988). *Klapská jednotka:* a) jura klapského bradla. 1 — krinoidové a kalové vápence dogeru-malmu; b) *sekvencia Šebešťanovej:* 2 — neokómske — spodnoaptské vápence, 3 — tisalské sliene vrchného aptu — spodného albu, 4 — uhrovské spodnoalbské pieskovce, 5 — nimnické vrstvy (flyšové súvrstvie s pelokarbonátmi a bez konglomerátov, sférosideritové vrstvy spodného — stredného albu), 6 — upohlavské vrstvy (vrchnoalbský flyš, prevaha zlepencov), 7 — štepnické ílovce spodného cenomanu , 8 — orbitolínové považskobystrické vrstvy, pieskovce a piesčité sliene, 9 — orlovské pieskovce stredného — vrchného cenomanu, 10 — orlovské pieskovce s polohami piesčitých slieňov spodného turónu, 11 — chrásťovské súvrstvie (hruborytmický postflyš spodného santónu). *Podhájska jednotka.* 12 — slienité vápence neokómu — aptu s polohami slieňov, 13 — tmavé sliene spodného albu s olistolitmi urgónskych vápencov, 14 — nimnické vrstvy (sférosideritové vrstvy stredného albu, flyš s prevahou slieňov a modrasté sliene butkovského typu, vrchný alb — spodný cenoman), 15 — flyšové súvrstvie cenomanu s prevahou pieskovcov orlovského typu. *Manínska jednotka:* a) manínska sekvencia: 16 — slienité vápence a sliene hetanžu, 17 — krinoidové detritické a rohovcové vápence lias — dogeru, 18 — hľuznaté vápence oxfordu — kimeridžu, 19 — titónsko-neokómske slienité a rohovcové vápence, 20 — fácia urgónskych vápencov barému — aptu a tmavé rohovcové vápence spodného albu; b) podmanínska sekvencia: 21 — butkovské sliene vrchného albu — spodného cenomanu, 22 — belušskoslatinské vrstvy stredného cenomanu, hruborytmický flyš, 23 — praznovské vrstvy, jemnorytmický flyš vrchného cenomanu. *Kostolecká jednotka:* a) kostolecká sekvencia (kordilérový typ): 24 — lotaring — bat (rohovcové vápence a slieňovce lotaringu a krinoidové vápence karixu — batu), 25 — kelovej — oxford (kalové vápence a hľuznaté vápence), 26 — kimeridž — titón ± barém (kalové vápence a ojedinele organodetritické „urgónske" vápence prevažne s hiátom), 27 — transgresívne rohovcové vápence spodného albu; b) sekvencia Hradnej vrátane spodnej — strednej kriedy „subtatrika", kostoleckej sekvencie Salaja a Samuela, 1966, resp. kostolecko-zliechovskej sekvencie Marschalka, 1980: 28 — vrchnoalbsko-cenomanský flyš, v strednom cenomane hruborytmický, v spodnom turóne pestré sliene, 29 — horizonty exotických zlepencov vo vrchnom albe a vo vrchnom cenomane, 30 — albský flyš, 31 — tmavé rohovcové a brekciovité vápence aptu — spodného albu, 32 — neokóm — spodný apt: slienité a rohovcové vápence s polohami slieňov. *Centrálno-karpatský paleogén:* 33 — bazálne karbonátové súľovské zlepence spodného — stredného eocénu, 34 — flyšové súvrstvie stredného — vrchného eocénu s polohami karbonátových zlepencov. *Neogén:* 35 — súvrstvie piesčitých slieňov, 36 — zlomy, prešmyky, presuny.

Fig. 6. Geological section through the area of the Klape, Podháj, Manín, Kostolec (+ adjacent Krížna Cretaceous), Strážov, Choč units, Central-Carpathian Paleogene of the Súľovské vrchy Mts.

d) „Žadovské" súvrstvie, ktoré vystupuje v nadloží praznovských vrstiev, je reprezentované flyšovým súvrstvím (turón — santón) s ojedinelými polohami zlepencov. Najvýraznejšie je zastúpené v synklinálnej štruktúre medzi Dolným a Horným Moštencom, odkiaľ ho po prvý raz opísal Salaj (1962). Ide prakticky o nediferencované snežnické a sromovské vrstvy, a nie o žadovské vrstvy (tento termín je neplatný).

c) Púchovské súvrstvie (názov hrabovské súvrstvie treba považovať za mladšie synonymum) je tiež výrazne rozšírené v oblasti Dolného a Horného



Obr. 7. Geologický rez územím podhájskej a manínskej jednotky jv. od Považskej Bystrice (Salaj, 1988a). 1 — poriečna niva Váhu. *Klapská jednotka*: 2 — exotické zlepence vrchného albu. *Podhájska jednotka*: 3 — strednocenomanské pieskovce orlovského typu s polohami piesčitých slieňov, 4 — sliene butkovského typu vrchného albu — spodného cenomanu, 5 — nimnické vrstvy: sférosideritový flyš stredného albu, 6 — sliene vrchného aptu — spodného albu, 7 — slienité vápence neokómu — spodného aptu. *Manínska jednotka*: 8 — neokómske vápence; podmanínska sekvencia. 9 — hrabovské súvrstvie (spodnokampánske sliene), 10 — žadovské súvrstvie (flyš, turón — santón), 11 — praznovské vrstvy (vrchný cenoman), 12 — kvašovské vrstvy (spodný — stredný cenoman). *Kostolecká jednotka*: sekvencia Hradnej: 13 — stredno- až vrchnocenomanský flyš, 14 — butkovské sliene, 15 — spodnoalbské bázické vulkanity, 16 — vrchnoaptské — spodnoalbské rohovcové vápence, 17 — zlomy, prešmyky, presuny.

Fig. 7. Geological section through the area of the Podháj and Manín units SE of Považská Bystrica (Salaj, 1988).

Moštenca. Tvoria ho prevažne sivé a zelené sliene s polohami vápnitých pieskovcov. Polohy červených slieňov sú tu ojedinelé, pribúda ich smerom na SV a v okolí Hrabového sú najviac zastúpené. Toto súvrstvie je vždy v nadloží „žadovského" súvrstvia a v podloží súvrstvia „Hlbokého". Interpretácia Rakúsa (1977), že „hrabovské" súvrstvie tvorí v oblasti Dolného a Horného Moštenca tektonické okno bradlového pásma v podloží naň nasunutej manínskej jednotky, je neopodstatnená a nie je ničím doložená.

f) Ihrištské súvrstvie (synonymum názvu súvrstvie Hlbokého), ktoré zodpovedá vrchnému kampánu — mástrichtu, je z mikrofaunistického hľadiska charakterizované prevažne vývojom planktonickej mikrofauny a prítomnosťou bohatej vápnitej bentóznej mikrofauny, orbitoidné foraminifery nie sú preplavené. Z lokality Hlboké toto súvrstvie stratigraficky spracoval Köhler (1960), Salaj (1962) a Salaj a Samuel (1966). Súvrstvie zároveň reprezentuje najvrchnejší člen, ktorý vystupuje v podmanínskej sekvencii (= skupina; Kysela et al., 1982).

Súvrstvie „Hradiska" (vrchný turón — mástricht) (Kysela et al., 1982) tvorí viaceré šupiny, ktorých vrstvový sled nie je kompletný. Toto súvrstvie spolu s ihrištskými vrstvami vrchného kampánu — mástrichtu a s nadložnými žilinskými vrstvami (paleocén — stredný eocén) patrí, ako sme už spomenuli, do klapskej tektonickej jednotky.

Podhájska jednotka

Podhájska sekvencia, pomenovaná je (Salaj, 1987; ako skupina) podľa obce Podháj (južne od Hrabového). Má značné plošné rozšírenie, a to v pruhu medzi Sverepcom — Podhájom — Hrabovým. Z litofaciálneho hľadiska, čo sa týka kriedových súvrství, reprezentuje prechodnú jednotku medzi klapskou a manínskou jednotkou, ktoré sú aj na podhájsku sekvenciu, tvoriacu samostatnú tektonickú jednotku, od SZ a JV nasunuté (obr. 6).

Podhájsku sekvenciu tvoria tieto litostratigrafické členy:

1. Najstarší litologický člen, ktorý vystupuje na povrch, tvoria bradlá slienitých rohovcových vápencov neokómu — spodného aptu.

2. V nadloží neokómu — spodného aptu sa sporadicky zachovali sivé sliene vrchného aptu — spodného albu (preukázané pri cintoríne v Považskej Bystrici; obr. 7).

V súvrství spodnoalbských slieňov s orbitolínami a bohatou mikrofaunou (Jendrejáková, 1961) sa na lokalite Podháj veľmi často vyskytujú olistolity urgónskych vápencov.

3. V nimnickom súvrství strednoalbské sférosideritové sliene s pelokarbonátmi výrazne prevládajú nad polohami prevažne tenkolavicovitých pieskovcov.

4. Vrchnoalbské — spodnocenomanské butkovské

súvrstvie 50—80 m hrubých slieňov a škvrnitých modrastých a sivých slieňov butkovského typu je faciálny element, ktorý je známy v manínskej jednotke, ale v klapskej jednotke sa nevyskytuje.

Vzájomný vzťah tohto súvrstvia a dvoch predošlých podložných súvrství autor študoval v odkrytej hlbokej ryhe pre vodovodné potrubie a v základovej jame pre nový vodojem v Podháji (pri vodojeme zároveň vystupuje fácia butkovských slieňov).

5. Hruborytmické, pravdepodobne strednocenomanské súvrstvie (100—200 m) jemno- až hrubozrnných hrubolavicovitých (1—3 m) vápnitých orlovských pieskovcov s polohami piesčitých slieňov má s podložnými slieňmi butkovského typu pomerne ostrú litologickú hranicu. Tento výrazný styk možno sledovať v Podháji, ďalej v umelých odkryvoch v Považskej Bystrici (zárezy ciest pre nové sídlisko), na sv. a sz. svahoch kóty Dedovec a v novoodkrytom zárezе cesty (južne od kóty 338) vedúcej z Kvašovského Dvora do Podmanína.

Vyššie stratigrafické členy sa v podhájskej sekvencii (okrem sporadicky zachovanej pasáže 3—5 m hrubých praznovských vrstiev južne od kóty 338) nezistili. Nie je vylúčená možnosť prítomnosti fácií triasu a jury, aké poznáme z Brezovských a Čachtických Karpát a z valúnového materiálu upohlavských a rašovských zlepencov.

Kostolecká jednotka

V rámci kostoleckej jednotky autor vyčleňuje kostolecký sekvenciu (lotaring — spodný alb) a sekvenciu Hradnej (titón — stredný turón).

Kostolecká sekvencia (resp. skupina, cf. Salaj, 1987). Je z lotaringu — spodného albu. Detailne ju študoval Rakús (1961, 1965, 1980, 1984) a Rakús in Kysela et al. (1979). Ide prevažne o plytkovodnejšie, detritickejšie a čiastočne kondenzované sekvencie s hard groundami a stratigrafickými hiátmi, teda prevažne o kordilérový typ sedimentácie.

Vrstvové sledy kostoleckej sekvencie sú známe z viacerých bradiel. Tvoria ich prevažne olistolity (Kysela et al., 1979). Sú prítomné v mladších vrchnoalbsko-cenomanských sedimentoch, ktoré ich obklopujú a ktoré patria už k sekvencii Hradnej.

Sekvencia Hradnej (resp. skupina, cf. Salaj, 1987). K novovyčlenenej sekvencii Hradnej autor pričleňuje vrstvové sledy (titón — stredný turón) viacerých tektonických šupín, doteraz pričleňovaných k rôznym tektonickým jednotkám. V dôsledku značných tektonických komplikácií niektoré otázky ostávajú v celej tejto tektonickej zóne nevyriešené. Z litofaciálneho hľadiska ide o prirodzené skupiny vrstvových sledov zoskupené z nasledujúcich oblastí (obr. 1).

a) Oblasť Súľov — Hradná, kde vystupujú vrchnoalbské — spodnoalbské tmavé rohovcové a organodetritické vápence a ojedinele i vrchnoalbské — spodnocenomanské sliene a flyšové, bližšie nerozčlenené vrstvy (vrátane praznovských) s dvoma polohami exotických zlepencov vo vrchnom cenomane.

b) Oblasť Jablonové — Praznov — Horný Moštenec, kde ide o jablonovsko-praznovskú šupinu Marschalka a Kyselu (1979, 1980) s novovymedzeným pokračovaním až do Horného Moštenca.

V tejto oblasti sú viaceré šupiny s výrazným prevládajúcim násunom na JV. Zastúpené sú tu hlavne tmavé rohovcové vápence a polohy slieňov spodného albu, spodnoalbské bázické vulkanity, sliene vrchného albu — spodného cenomanu (butkovské vrstvy), flyšové, zatiaľ detailnejšie nečlenené súvrstvie stredného — vrchného cenomanu prevažne vo fácii belušskoslatinských vrstiev v spodnej časti, vo fácii praznovských vrstiev vo vrchnej časti a pestré sliene spodného — stredného turónu s polohami vápnitých pieskovcov vystupujúce v Praznove a zodpovedajúce kysuckým vrstvám.

c) Ďalšia výrazná oblasť je známa pod menom nozdrovické šupiny (Michalík a Vašíček, 1979). Tvorí silne prevrásnenú a silne zúženú tektonickú zónu, ktorá jv. smerom nadväzuje na predošlú jablonovsko-praznovsko-hornomoštenecku skupinu šupín a od kóty Dielec (západne od Horného Moštenca) pokračuje na kóty Prielohy — Pod Malenicou — Králičková — Nozdrovice. Aj keď prevažná časť tejto zóny leží mimo mapovaného územia, je zahrnutá do tektonickej skice.

Vrstvový sled, hoci je veľmi podobný vrstvovému sledu krížňanskej jednotky v zliechovskom vývoji (= kostolecko-zliechovský vývoj Marschalko a Kysela, 1980), má svoje špecifiká, ktorými sa od tejto jednotky líši. Sú tu prítomné jednak tmavšie organogénne barémske vápence urgónskej fácie (3—5 m) vystupujúce v súvrství aptských slieňov na SZ od Podskalia a Trstia (vz. č. 264/88) s bohatou mikrofaunou (*Valserina broennimanni* Schroeder, *Eopalorbitolina charollaisi* Arnaud-Vanneau, *Orbitolinopsis debelmasi* Moullade et Theulot, *Eygalierina turbinata* Fouzi) a jednak súvrstvie svetlých organogénnych vápencov urgónskej fácie (cca 50 m hrubých), vystupujúcich v oblasti Somorovej hory a bohaté na koraly, machovky, miliolidné foraminifery, orbitolíny a i.

Ďalej je významné stredno- až vrchnocenomanské flyšové súvrstvie organogénnych vápnitých pieskovcov (Bukovina — Králičková) s hojnými exogýrami (*Exogyra columba minor* Lamarck), orbitolínami a súvrstvie piesčitých slieňov.

V tejto silne prevrásnenej zóne a južne a jv. od manínskych bradiel Hradišťa a Butkova sa nachádzajú nasledujúce vrstvy:

1. Titónsko-neokómske rohovcové vápence.
2. Sliene s polohami vápencov urgónskej fácie, miestami len urgónske vápence Somorovej hory.
3. Čierne rohovcové vápence spodného albu.
4. Ojedinele preukázaný výskyt spodnoalbských bázických vulkanitov.
5. Flyšové súvrstvie vrchného albu — spodného cenomanu je výrazne tektonicky zredukované a je v tektonickom styku s južne naň nasunutými vyššími členmi podmanínskej sekvencie, reprezentovanými:

a) strednocenomanským flyšovým súvrstvím s prevahou organogénnych vápnitých pieskovcov a polôh exotických zlepencov, ktoré sa od typických belušskoslatinských vrstiev podmanínskej sekvencie výrazne odlišujú.

b) praznovskými vrstvami vrchného cenomanu.

Aj keď dva posledne menované vrstvové členy sú veľmi dobre korelovateľné s kostoleckými praznovskými vrstvami sekvencie Hrádnej, na základe ich celkovej tektonickej pozície, ako aj z litologického hľadiska sa nám zdá správnejšie začleniť ich do podmanínskej sekvencie.

Záver

Predložený litostratigrafický opis jednotlivých vrstvových sledov novoopísaných sekvencií jednotlivých tektonických jednotiek klapského a manínskeho pásma poukazuje na ich vzájomnú spätosť v priestore a v čase.

Existencia flyšových a hlavne zlepencových horizontov zdôrazňuje existenciu nie jednej ultrapieninskej kordiléry, ale viacerých (Salaj, 1982, 1987), fungujúcich hlavne v albe až cenomane, keď sa v bradlovom pásme začala prejavovať výrazná synsedimentárna subdukcia spojená s obdukčným sunutím klapskej vápencovej platformy do bradlového pásma, jej vynáranie a erodovanie (Salaj, 1987). Sedimentačné priestory sa výrazne skrátili, flyšové fácie sa postupne sťahovali z klapského do drietomského a kysuckého sedimentačného priestoru. Tieto fácie v iných časových intervaloch (stredný — vrchný cenoman a hlavne turón — santón) zasahovali do manínskeho sedimentačného priestoru. Súhlasne s Marschalkom (1986) zastávame názor, že súčasne, keď sa albsko-turónsky flyšový klapský bazén nasunul do drietomského, aj flyšový albsko-turónsky drietomský bazén sa sunul do kysuckého sedimentačného priestoru. Podstatné časti kysuckého, ako aj určité časti drietomského sedimentačného priestoru sa vynorili. V klapskom a v podstatnej časti drietomského sedimentačného priestoru potom pokračovala sedimentácia až do spodného landénu (= tanetu).

Preto v sedimentačných priestoroch kysuckého a čiastočne aj drietomského bazénu v myjavskom úseku bradlového pásma od koňaku nemáme vyššie stratigrafické členy (nástup sedimentácie rôznych gosauských vývojov; Salaj a Began, 1983). Naproti tomu od Púchova po Žilinu je v drietomskej sekvencii prítomný aj senón. V oblasti Považskej Bystrice v tektonickom nadloží kysuckej sekvencie (titón — turón) pri Upohlave a nad cenomanom pri Hvozdnici (obr. 1) je presunutá drietomská jednotka. Podobne aj pri Považskom Chlmci — Hornom Vadičove a v celom varínskom úseku bradlového pásma flyšový turón kysuckej sekvencie je v tektonickom styku s cenomanom — kampánom drietomskej sekvencie (Salaj, 1986b, s. 491). Obe tieto sekvencie, keďže majú vrstvový sled preukázaný do paleocénu (Udiča), resp. do eocénu (Hradisko pri Žiline), boli najviac zvrásnené až sávsky. Je to zrejmé aj z násunu kolmo vztýčených až prevrátených súľovských zlepencov na stredno- až vrchnoeocénny flyš pri Prečíne a zo vzniku viacerých šupín, ktoré sú viac-menej jedna cez druhú presunuté.

Okrem manínskeho pásma sa laramská fáza vrásnenia zreteľne prejavila aj v podhájskej jednotke, pretože vrchnopaleocénne sedimenty s rifami (napr. pri kostole sv. Heleny v Považskej Bystrici) sú transgresívne (Salaj, 1960).

Poďakovanie. Je mi milou povinnosťou poďakovať sa akademikovi M. Maheľovi za cenné kritické pripomienky k predloženej práci, z ktorých prevažná časť bola plne akceptovaná.

Literatúra

Andrusov, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch, časť IV a V. *Práce Štát. Geol. Úst., 13. 176 s.*

Andrusov, D. 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Považská Bystrica 4 361/3. *Bratislava, GÚDŠ.*

Andrusov, D. 1957: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Bytča 4 361/1. *Bratislava, GÚDŠ.*

Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. II. diel. *Bratislava, SAV, 376 s.*

Andrusov, D. 1965: Geológia československých Karpát. III. diel. *Bratislava, SAV, 392 s.*

Andrusov, D. 1966: Sur la classification et la nomenclature des unités tectoniques des Karpates septentrionales. *Geol. Zbor., 16, 2, 171—190.*

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

Andrusov, D. et al. 1961: Materiály pre geologickú mapu bradlového pásma 1 : 200 000, list Gottwaldov. *Manuskript — archív Geol. lab. SAV Bratislava.*

Andrusov, D. a Samuel, O. et al. 1983, 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1, 2. *Bratislava, GÚDŠ, 440 s., 359 s.*

Andrusov, D. a Scheibner, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. *Geol. Zbor., 11, 2, 239—279.*

Began, A. 1961: Správa za rok 1960 o podrobnom geologickom výskume bradlového pásma v okolí Púchova a Považskej Bystrice. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Began, A. 1962: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. *Geol. Práce, Zoš., 62, 239—244.*

Began, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na stred-

nom Považí. *Zbor geol. Vied, Západ. Karpaty. 11, 55—103.*

Began, A. a Borza, K. 1963: Nová séria — streženická vo vnútornom bradlovom pásme Západných Karpát. *Geol. Zbor., 14, 2.*

Began, A., Borza, K., Salaj, J. a Samuel, O. 1965: On the age of Upohlava conglomerates. *Geol. Práce, Spr., 36, 123—138.*

Began, A., Borza, K. a Salaj, J. 1966: O manínskej sérii medzi Trenčínom a Novým Mestom nad Váhom. *Geol. Práce, Spr., 40, 168—170.*

Began, A. a Salaj, J. 1966a: Geologický a stratigrafický výskum bradlového pásma v okolí Stupného. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Began, A. a Salaj, J. 1966b: Výskum mezozoika bradlového pásma na liste Valašské Klobouky (Maríková, Stupné). *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Began, A. a Salaj, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, séria Konf. — Symp. — Sem., 161—168.*

Began, A., Salaj, J. a Kullmanová, A. 1979: Geologická stavba Myjavskej pahorkatiny. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Began, A., Salaj, J. a Rakus, M. et al. 1963: Základný geologický výskum a mapovanie v M = 1 : 25 000 a 1 : 50 000, spojený s edíciou máp v M = 1 : 50 000, list Považská Bystrica. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Biely, A. 1975. Peripieninský linaement. *Geol. Práce, Spr., 63.*

Birkenmajer, K. 1959: Seria czertezicka — nowa seria skalkowa Pienin. *Acta geol. Polon., 9, 4, 499—517*

Birkenmajer, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. Polon., 45, 1—158.*

Birkenmajer, K. 1988: Exotic Andrusov Ridge: its role in platetectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. *Stud. geol. Polon., XCI, 7—37.*

Buday, et el. 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. *Praha, ČSAV, 11—24.*

Bystrická, H., Gašpariková, V., Köhler, E., Kysela, J. a Salaj, J. 1983: Loc. 9 — Hradisko. *In: 18th Europ. Coll. Micropal. (excurs. guide). Bratislava, GÚDŠ, séria Konf. — Symp. — Sem., 71—80.*

Haško, J. a Polák, M. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, 145 s.*

Jendrejáková, O. 1961: Mikrobiostratigrafia albu bradlového pásma a spodného subtatranského príkrovu. *Manuskript — archív Geol. lab. SAV Bratislava.*

Kantorová, V. a Andrusov, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. *Geol. Zbor., 9, 2, 107—117.*

Köhler, E. 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. *Geol. Zbor., 11, 1, 67—82.*

Kullmanová, A. 1961: Litologický profil manínskou sériou z okolia Belušských Slatín. *Geol. Práce, Spr., 21, 127—131*

Kysela, J. 1984: Klapy nappe (profile in the out of the road Udiča — Orlové). *In: Guide to geological exc. in the West Carpathians Mts. Rakus et al. Bratislava, 27—39, 37—39.*

Kysela, J., Marschalko, R. a Samuel, O. 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. *Geol. Práce, Spr., 78, Bratislava, 143—167.*

Kysela, J. a Rakus, M. et al. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape list Súľov. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Maheľ, M. 1978a: Manín tectonic unit: Relation of the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. Zbor Geol. carpath., 29, 2, 197—214.*

Maheľ, M. 1978b: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Mineralia slov., 10, 289—309.*

Maheľ, M. 1979a: Styk vnútorných Karpát a bradlového pásma — pribradlová zóna. *In: Vážnejšie problémy geologického vývoja stavby Československa. Kľúčové územia a metódy riešenia. Zborn. prednášok z konferencie v Smoleniciach, 3. Bratislava, 109—122.*

Maheľ, M. 1979b: Nové tektonické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. *In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ.*

Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Mineralia slov., 12, 193—207.*

Maheľ, M. 1981a: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Mineralia slov., 13, 289—306.*

Maheľ, M. 1981b: Island character of Klippen Belt-vahicum, continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, 293—305.*

Maheľ, M. 1984: Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát. *Mineralia slov., 16, 505—536.*

Maheľ, M. 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ, 221 s.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Paleoalpínske jednotky, 1. Bratislava, Veda, 503 s.*

Maheľ, M. a Kullmanová, A. 1961: Doplnky k manínskej sérii. *Geol. Práce, Spr., 21, 71—80.*

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. *Západní Karpaty, 1. Praha, ČSAV, 407 s.*

Marschalko, R. 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Bratislava, Veda, 137 s.*

Marschalko, R. a Kysela, J. 1979: Geológia a tektonika pieninskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 41—57.*

Marschalko, R. a Kysela, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 7—79.*

Marschalko, R., Mišík, M. a Samuel, O. 1980: Postavenie bradlového pásma vo vývoji Západných Karpát. *In: Materiály XXIII. celoštát. geol. konf. Slov. geol. spol. Bratislava, GÚDŠ, séria Konf. — Symp. — Sem., 97—137.*

Marschalko, R. a Samuel, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). *Geol. Práce, Spr., 63, 105—114.*

Marschalko, R. a Samuel, O. 1980: Orlovské pieskovce — významná litostratigrafická jednotka klapskej jednotky (bradlové pásmo stredného Považia). *Geol. Práce, Spr., 74, 85—94.*

Michalík, J. a Vašíček, Z. 1979: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu v Strážovskej hornatine. *In: Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa. Kľúčové územia a metódy riešenia. Zborn. prednášok z konferencie v Smoleniciach, 3. Bratislava, 265—290.*

Mišík, M. 1966: Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. *Bratislava, SAV, 269 s.*

Mišík, M. a Marschalko, R. 1989: Exotic conglomerates in Flysch Sequences: Examples from the West Carpathians IGCP Project 198 — Sedimentology. South Carolina Univ. — GÚDŠ, 17.

Mišík, M. a Sýkora, M. 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových vápencov bradlového pásma a manínskej jednotky. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, 7—111*

Muratov, M. V. a Maslakova, N. I. 1950: Stratigrafija mjelovych i paleogenovych otloženij Vostočnych Karpat. *Trudy MGRI, 25, 94—112.*

Pesl, V., Salaj, J. a Vass, D. 1968: The Flysch and Klippen Belts, Neogene Basins of West Carpathians. *XXIII Int. Geol. Congr., Guide to Excurs. 6 AC, Praha, 3—40.*

Rakús, M. 1961 Správa o biostratigrafickom výskume mezozoika na listoch Beluša, Pružina a Považská Bystrica. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Rakús, M. 1965: Biostratigrafia jury kostoleckého bradla. *Geol. Práce, Spr., 37, 163—173.*

Rakús, M. 1975: Pestrá vrchná krieda „couches rouges" v manínskom príkrove. *Geol. Práce, Spr., 63, 311—313.*

Rakus, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. *Geol. Práce, Spr., 69, 21—38.*

Rakus, M. 1980: Jursko-spodnokriedové bradlá kostoleckej série na strednom Považí. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Rakus, M. 1984: Manín straits-profile through the Jurassic and Cretaceous of the Manín nappe and profile at the Kostolec Klippe. *Guide to geol. excurs. West Carpath. Mts. Bratislava, 31—37.*

Salaj, J. 1960: Stručná správa o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 22, 83—97*

Salaj, J. 1962: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). *Manuskript — archív PF UK Praha.*

Salaj, J. 1966: O možnostiach výskytu ropy v mezozoiku Západných Karpát. *Geol. Průzkum, 12, 414—416.*

Salaj, J. 1982: Mesozoic Paleogeographic development in the Northwestern part of the West Carpathians of Slovakia. *Amsterdam, Elsevier, 39, 203—229.*

Salaj, J. 1986a: Problematika litostratigrafických jednotiek klapského sedimentačného priestoru. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1986b: Proposition of Turonian boundaries of the Tethyan realm on the basis of Foraminifera. *Geol. Zbor Geol. carpath., 37, 4, 483—499.*

Salaj, J. 1987a: Rét, jeho postavenie v mezozoiku a predpokladané rozmiestnenie jednotlivých sedimentačných zón Západných Karpát. *Miscellanea micropaleont., III, 123—152.*

Salaj, J. 1987b: Súčasné trendy v stratigrafii vrchnokriedových stupňov a ich aplikácia na Západné Karpaty. *Geol. Práce, Spr., 86, 197—209.*

Salaj, J. 1988a: Geologická štúdia širšieho okolia Považskej Bystrice. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. 1988b: Geologické mapy širšieho okolia Považskej Bystrice 1 : 25 000 a legenda. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. a Began, A. 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 30, 113—120.*

Salaj, J. a Began, A. 1977: Litofaciálne vývoje, vzťah fácií a paleogeografická interpretácia kriedy Považia — I. púchovský úsek. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. a Began, A. 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). *Zitteliana (München), 10, 173—181.*

Salaj, J., Began, A., Gašparíková, V., Hanáček, J., Kullman, E., Pristaš, J. a Šucha, P. 1983: Vysvetlivky k listu Prusné. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, 181 s.*

Salaj, J. a Kysela, J. 1975: Vysvetľujúci text k bradlovému pásmu na listoch Nesluša, Žilina, Bytča. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. a Kysela J. et al. 1979: Vysvetlivky k listu M-34-98-A-c (Bytča). *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J. a Samuel, O. 1963: Contribution to the Stratigraphy of Cretaceous of the Klippen belt and Central West Carpathians. *Geol. Zbor., 14, 109—125.*

Salaj, J. a Samuel, O. 1966: Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. *Bratislava, GÚDŠ.*

Salaj, J. a Samuel, O. 1977: A propos du Cénomanien supérieur — Turonien de la zone des Carpates occidentales slovaques. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 2—3, 71—86.*

Salaj, J a Samuel, O. 1984: Microbiostratigraphical division of West Carpathians Mesozoic and Paleogene. *Západ. Karpaty, Sér Paleont., 9, 11—71*

Samuel, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 59, 285—298.*

Samuel, O., Köhler, E. a Borza, K. 1972: Microfauna and Litostratigraphie of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *Bratislava, GÚDŠ, 246 s.*

Samuel, O., Köhler, E. a Borza, K. 1983: Loc. 11 — Hričovské Podhradie. *In: 18th Europ. Coll. Micropal. (excurs. guide). Bratislava, GÚDŠ, séria Konf. — Symp. — Sem., 84—87.*

Samuel, O., Salaj, J. a Began, A. 1980: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Sér Geol., 6, 81—111*

Scheibner, E. 1961: Nový pohľad na tektonický vývoj bradlového pásma Karpát. *Geol. Zbor., 12, 1, 153—158.*

Scheibner, E. 1962: Niektoré nové poznatky z bradlového pásma na Slovensku. *Geol. Práce, Spr., 62, 233—238.*

Scheibner, E. a Scheibnerová, V. 1958: Kysucké a snežnické vrstvy — nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. *Geol. Zbor., 9, 2, 178—181*

Scheibnerová, V. 1962: Nové výsledky stratigrafie jury a kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Zoš., 62, 261—265.*

Štúr, D. 1860: Bericht über die geol. Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt (Wien), XI, 17—149.*

Geological structure of the Klippen and Periklippen zones in the Middle Váh river valley and lithological classification of Cretaceous sediments from the newly defined sequences

In the Váh river section the Klippen and Periklippen zones are 10 km wide, besides the Klape unit the Manín unit and front part of the Krížna nappe are of larger extension, with the Upper Cretaceous linked with the Manín unit (Maheľ, 1980, p. 201).

The Klippen Belt proper is represented by the Czorsztyn succession (with hiatus in the Lower Cretaceous, the variegated Albian-Lower Campanian Pustelniak marls; Birkenmajer, 1977, p. 121. Upper Campanian-Maastrichtian Jarmuta beds with agglutinated microfauna and Beloveža variegated Paleocene — Lower Eocene clays. Toward the south the Jarmuta beds become transgressive in the frame of the Kvašov development defined by Salaj and Began 1983. They are resting on various bed members of the Drietoma unit. From the substratum of the latter in inliers klippes of the Czorsztyn and Kysuca units; Salaj-Began et al., 1983; and Kysuca unit with various transitional developments occur (Andrusov, 1959; Began, 1969) — cropping out in a narrow strip along the thrust line of the Magura zone on the Klippen Belt on the one hand and forming several slices in the area of Prusné, cropping out from the substratum of the Drietoma unit thrust over them (Fig. 1),

on the other hand. Besides that, the group of Czorsztyn klippes cropping out in the Brvnište-Višňové strip stresses the nappe position of the Drietoma unit, represented by the Middle-Upper Cretaceous of the Hoštiná sequence (Fig. 2) from the substratum of the Drietoma unit also klippes of the Kysuca sequence are cropping out (with bed sequence up to the Turonian) in the inlier near Upohlava (Began, 1961, 1969; Andrusov, 1966) and in the inlier in the section Hvozdnica-south of Višné-Holý vrch — south of Brvnište -el.p. Žarnovica — Prosné and Kruh mapped by the author (Salaj, 1987), which is practically the NW continuation of the Upohlava inlier.

In authors conception (Salaj and Began in Salaj, 1982; Salaj and Hanáček in Salaj, 1987) the Klape and Drietoma units formed part of the extensive Klape limestone platform (= NW margin of the Slovak or West Carpathian block) to the Lower Albian, which was thrust by obduction into the Klippen Belt in the Albian-Turonian, broken, its certain parts were gradually emerged in form of several "Ultrapieninic" cordillers and eroded. Reduction of the sedimentation area took place by underthrusting of the Klippen Belt and swallowing of certain deep zones, mainly of the inter-land of the Klape limestone platform, corresponding to the lower stage of the Vahicum in the sense of Maheľ (1981b). Extensive eroded parts of the Klape platform had Triassic-Lower Cretaceous sequences of such a character as the Mesozoic of the Čachtické Karpaty and Brezovské Karpaty Mts. (Began and Salaj, 1978; Salaj and Hanáček in Salaj et al., 1987).

On the contrary, the newly defined Middle-Upper Cretaceous sequences assigned to the Klape and Drietoma units as well as Paleogene sequences prevailingly in flysch development, which originated in newly forming basins of the Periklippen zone including the Gosau Cretaceous and Paleogene basins of the Myjavská pahorkatina upland, belong to the upper stage of the Vahicum defined by Maheľ (1981b). These sequences underwent partly Late Laramide, but mainly Savian folding, before transgression of Miocene Eggenburgian sediments, also distinctly affected tectonically into a system of grabens. Their strike is NE-SW with dip of strata 30—40 ° SE.

The partial flysch basins of the Peri-klippen zone were separated from one another by emerged zones and practically represented polygeosynclines. A common mark of flysch sequences, which formed here, as stressed by Maheľ (1980), is the abundance of carbonate detritus and their relatively little thickness. A distinct mark of flysch sequences in the Peri-klippen zone, as stressed by the autor, is the prevalence of the rate of sedimentation over bottom sinking of partial basins, in which these detrital sediments deposited. This is also confirmed by the prevailingly neritic character and not redeposited fauna (horizons of orbitolines in Albian-Cenomanian conglomerates, corals and bryozoans in Coniacian-Santonian conglomerates). The Middle Albian Nimnica sediments, Lower Cenomanian Štepnica collapse clays, Upper Turonian Snežnica and Coniacian — Santonian Sromowce beds of the Podmanín and Hoštiná sequences are of deeper-water character.

On the basis of the character of these sediments three particular, more or less independent, distinct cycles of sedimentation may be distinguished in the Periklippen zone:

1. The Albian-Turonian cycle with distinct subsidence, considerable thickness of sediments (up to 1 500 m) and supply of detrital material from emerged zones connected with considerable deep erosion.

2. The Coniacian-Lower Campanian cycle with little subscidence, shallower-water character of sediments (up to 400 m) in the Šebešťanová sequence and bathyal character of sedimentation in the Hoštiná and Podmanín sequences.

The detrital and redeposited material was supplied from a cordillera emerged later, formed by Albian-Turonian sediments of the first sedimentation cycle. In the Upper Santonian was distinct shallowing and formation of reef zone represented by rudist limestones, emersion and formation of island or archipelago zone (similarly as also in the Kysuca sedimentation zone, Maheľ 1981b) as well as destruction of these limestones and their resedimentation specially in the Upper Santonian.

In the Lower Campanian a uniform pelagic sedimentation of the variegated Púchov marls set in with sporadical layers of turbidity sandstones implying reverberations of flysch sedimentation.

3. The Upper Campanian to Paleocene cycle of sedimentation (in certain zones to the Eocene — Hradište near Žilina, Salaj et al., 1978; or to the Lower Oligocene, Gosau basin near Myjava, Samuel 1972). This was shown most distinctly in the Czorsztyn zone (Upper Campanian — Maastrichtian Jarmuta beds, Paleocene — Lower Eocene variegated clays, Middle Eocene flysch).

In the Hoštiná sequence distinct shallowing was shown, the Ihrište beds formed, with which in certain places the shallow — water organogenic to organo-detrital reefal Bezdedov limestones deposited. In the lower part of the Ihrište formation sedimentation of the Inoceramus marls with intercalations of turbidity sandstones (at depths of 700—300 m) generally predominated whereas in their upper part besides marls, sandstones also the organo-detrital shallow-water orbitoid linestones were deposited (at depths of 100—300 m). The supply of finer detrital material, mainly in the uppermost Campanian, Maastrichtian and Paleocene, into Šafranica beds confirms the existence of an archipelago zone in connection with the older Coniacian — Santonian archipelago zone, which supplied detrital, prevailingly exotic, but also carbonate redeposited material.

The bed sequences of the individual sedimentation cycles are differentiated and well definable in the frame of the Drietoma and Klape units.

In the frame of the Drietoma unit the Middle Cretaceous bed sequences of Vrzávka and Stupné (Fig.3) and Middle-Upper Cretaceous Hoštiná sequence (Fig.2) are described. In this sequence are the newly defined Hatné beds (Middle Cenomanian—Middle Turonian).

In the Klape unit the Middle-Upper Cretaceous and Paleocene bed sequences of the newly defined Šebešťanová sequence (Figs. 4,5) are described with the newly defined formations: Uhroy sandstones (Lower Albian), Nimnica flysch formation (Middle Albian), Štepnica clays (Lower Cenomanian). Považská Bystrica orbitoline beds (Lower-Middle Cenomanian), Rašov conglomerates with Hippurites limestones (Coniacian-Santonian) and Šafran-

ica beds (Paleocene). These are developing gradually from the underlying Upper Senonian Ihrište beds.

Attention was also paid to percentage content of $CaCO_3$ and $MgCO_3$ in Cretaceous rocks of the Klape and Drietoma units (Tab. 1).

Considerable attention is paid to the Manín and Kostelec units (Fig. 6). The newly defined Podháj unit (Lower-Middle Cretaceous; Fig. 7) represents from facial point of view a sequence transitional between the Manín unit proper and Klape unit, on which these are thrust. The Klape unit from NW and Manín unit from SE (Fig. 1).

The presented lithostratigraphical description of the individual bed sequences from the newly described sequences in the individual tectonic units of the Klape and Manín zones points to their mutual linking in time and space.

The existence of flysh and mainly conglomerate horizonts stresses the existence not of one Ultrapieninic cordiller, but of several (Salaj, 1982, 1987) , chiefly functioning in the Albian-Cenomanian, when in the Klippen Belt distinct synsedimentary subduction with obduction of the Klape limestone platform into the Klipen Belt, its emersion and erosion began to be manifested (Salaj, 1987). Generally considerable reduction of the sedimentation areas and gradual migration of flysh facies into the Klape, Drietoma and Kysuca sedimentation areas was taking place. In other time intervals (Middle-Upper Cenomanian and mainly Turonian — Santonian) these facies reached the Manín sedimentation area. In agreement with Marschalko (1986) we hold the opinion that at the same time not only the Albian-Turonian flysch Klape basin was into the Drietoma basin, but also the Albian — Turonian Drietoma flysch basin into the Kysuca sedimentation area. The essential parts of the Kysuca as well as certain parts of the Drietoma sedimentation area were emerged. In the Klape and essential part of the Drietoma sedimentation area deposition continued to the Lower Landenian (= Thanetian) then.

Therefore it can be explained that in the sedimentation areas of the Kysuca basin and partly also of the Drietoma basin in the Myjava section of the Klippen Belt from the Coniacian we have no higher stratigraphical members (onset of sedimentation of various Gosau developments — Salaj and Began, 1983). On the contrary, from Púchov to Žilina, however, also the Senonian is present in the Drietoma sequence. In the area of Považská Bystrica, overlying the Kysuca sequence (Tithonian — Turonian) near Upohlava and above the Cenomanian near Hvozdnica (Fig. 1) the Drietoma units is overthrust. Similarly also near Považský Chlmec — Horný Vadičov and in the whole Varín section of the Klippen Belt the flysch Turonian of the Kysuca sequence is in tectonic contact with the Cenomanian — Campanian of the Drietoma sequence (Salaj, 1986b, p. 491). Both these sequences, regarding to their bed sequence proved to the Paleocene (Udiča) or Eocene (Hradisko near Žilina), were mainly Savian — folded. This is also evident from thrusting of the upright to overturned Súľov conglomerates of the Middle — Upper Eocene flysch near Prečín and formation of several slices, which are more or less overthrust on one another.

Besides the Manín zone, the Lamaride phase of folding was also distictly manifested in the Podháj unit, as Upper Paleocene sediments with reefs (for instance near the St. Helen church in Považská Bystrica) are transgressive (Salaj, 1960).

Mineralia slovaca, 22 (1990), 175—178

DISKUSIA

Čergov — jedna z kľúčových roponádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska

JÁN NEMČOK[1], RUDOLF RUDINEC[2]

[1] Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2] Moravské naftové doly, Prieskumný závod, 071 01 Michalovce

(Doručené 14. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 13. 6. 1989)

The Čergov Mts. — one of key areas of the Flysch Belt in Eastern Slovakia as to the oil content

The existing prospection works for oil and natural gas in the Flysch beds of Eastern Slovakia were realized mainly at the southern foot of the Klippen Belt, in the Inner Carpathian Paleogene, partly in the Klippen Belt, in the Smilno tectonic window and in the Dukla unit.

Existing geophysical-geological data show that formations of the West Carpathians are subducted under the Outer Flysch Belt, at least in the outcrops of the Klippen Belt, towards NE, in the area of Šambron—Lipany—Sabinov. It seams, from this point of view, that natural gas and oil, which were found in the Paleogene on the Lipany structure, could have migrated from the basement of the Outer Flysch Belt and consequently, some areas behind the Klippen Belt could be more prospective. The position of the Klippen Belt towards the depth is unclear from existing data.

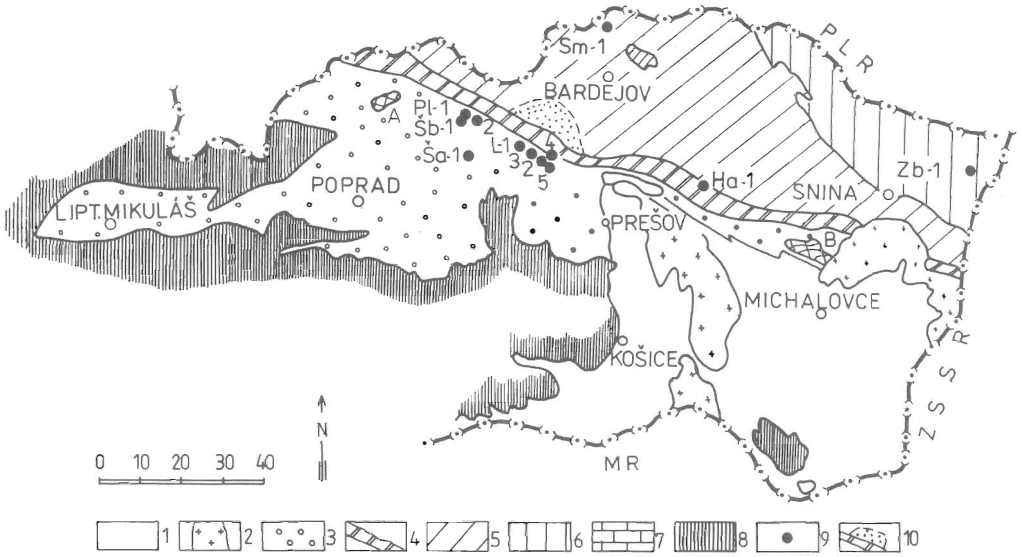
The Čergov Mts. appears as one of the most prospective areas for the occurence of hydrocarbons NE of the Klippen Belt. It is the case of a distinct, tectonic and structurally high uplifted object, consisting of both flysch and underflysch — the most prospective — beds. Hydrocarbons could have migrated from wide area, which increases the relevance of this area as to the occurence of hydrocarbons.

V neogénnej panve na východnom Slovensku sa na ropu a zemný plyn skúmal vnútrokarpatský paleogén, bradlové pásmo, magurský príkrov a duklianska jednotka.

Doteraz bolo na východnom Slovensku mimo neogénnej panvy realizovaných 13 hlbokých vrtov (obr. 1), z toho 6 oporných (GÚDŠ v Bratislave): vo vnútrokarpatskom paleogéne Šambron-1 (2 000 m), Lipany-1 (4 000 m), Šariš-1 (5 000 m), v bradlovom pásme Hanušovce-1 (6 003 m), v magurskom príkrove Smilno-1 (5 700 m) a Zborov-1 (5 500 m); v rámci vyhľadávacieho prieskumu 7: vo vnútrokarpatskom paleogéne Lipany-2 (3 500 m), Lipany-3 (3 100 m), Lipany-4 (3 000 m), Lipany-5 (3 003 m) a Plavnica-1 (3 500 m), Plavnica-2 (3 500 m), v duklianskej jednotke vrt Zboj-1 (5 002 m).

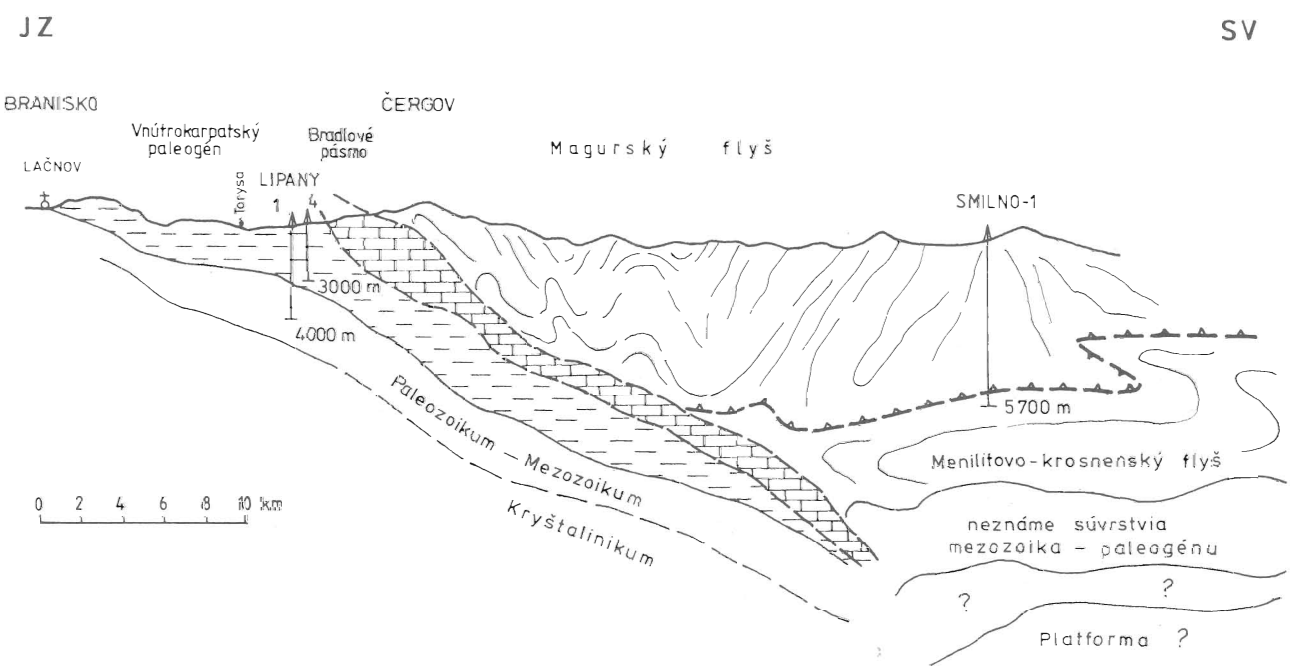
Vzhľadom na rozlohu flyšového územia východného Slovenska (okolo 7 400 km^2) a zložitú geologickú stavbu je počet vrtov skôr nízky. Zložitá geologická stavba územia a jeho výrazná morfologická členitosť majú negatívny vplyv na kvalitu geofyzikálnych (seizmických) prác, takých žiadúcich pre ropnú prospekciu. Zvlášť komplikované sú v tomto smere podmienky vo flyšových súvrstviach severne od bradlového pásma. Geologicko-tektonické práce z oblasti východného Slovenska, menovite z Čergova a jeho blízkeho okolia, poskytujú dostačujúci obraz o geologickej stavbe a štruktúrach v pripovrchových častiach.

Komplexná analýza všetkých doterajších geologických a ropnogeologických výsledkov na východnom Slovensku ukázala, že po východoslovenskom neogéne sa za najperspektívnejšie územie považuje podflyšový fundament severne od bradlového pásma. Oblasť južne od bradlového pásma bola čiastočne overená sieťou lipianskych vrtov, kde sa potvrdila predpokladaná geologická stavba pokračovania mezozoických centrálnych Západných Karpát pod vnútrokarpatským paleogénom. Pokračovanie mezozoických Karpát ďalej k severu pod povrchové východy bradlového pásma indikujú čiastočne výsledky geofyzikálnych meraní, čo pre dôkladnejšiu ropno-plynovú prospekciu nie je dostačujúci materiál. Logická úvaha nás núti zamerať štruktúrnogeologický výskum práve severne od bradlového pásma. Ropné a plynové indície získané pri mapovacích prácach (asfalty, ozokerity) boli tiež zachytené vrtnými prácami (Šambron-1, Lipany-1—5). Dokonca na vrte Lipany-4, ktorý je najbližšie k bradlovému pásmu, sa získal hospodársky významný prítok ropy (25—30 m^3/24 hod.). Tieto výsledky naznačujú možnosť získať výraznejšie prítoky ropy a zemného plynu sv. od východov bradlového pásma. Jednou z najperspektívnejších oblastí v tomto priestore je oblasť Čergova.



Obr. 1. Geologická mapa východného Slovenska a situovanie hlbokých vrtov vo flyši a bradlovom pásme (zostavené podľa Tektonickej mapy ČSSR 1 : 1 000 000; Buday et al., 1960). 1 — neogénna výplň, 2 — neovulkanity, 3 — vnútrokarpatský paleogén, 4 — bradlové pásmo, 5 — magurský príkrov, 6 — duklianska jednotka, 7 — mezozoikum: A — ružbašský ostrov, B — humenský hrast, 8 — staršie predpaleogénne súvrstvie vcelku, 9 — hlboké vrty: L — Lipany, Ša — Šariš, Šb — Šambron, Pl — Plavnica, Zb — Zboj, Ha — Hanušovce, Sm — Smilno, 10 — Čergov.

Fig. 1. Geological map of Eastern Slovakia and situation of deep boreholes in the Flysch Belt and the Klippen Belt respectively (compiled according to Tectonic map of the ČSSR 1 : 1 000 000, Buday et al., 1960). 1 — Neogene filling, 2 — neovolcanites, 3 — the Inner Carpathian Paleogene, 4 — the Klippen Belt, 5 — the Magura nappe, 6 — the Dukla unit, 7 — Mesozoic: A — the Ružbachy island, b — the Humenné horst, 8 — older Pre-Paleogene formations as a whole, 9 — deep boreholes: L — Lipany, Ša — Šariš, Šb — Šambron, Pl — Plavnica, Zb — Zboj, Ha — Hanušovce, Sm — Smilno, 10 — the Čergov Mts.



Obr. 2. Schematický geologický profil Baniska.
Fig. 2. Schematic geological profile of the Banisko Mts.

Oblasť Čergova je v podstate jeden blok 25 km dlhý a 16 km široký . Zo SZ a JV je obmedzený významnými tektonickými poruchami (muránsko-malcovský a hankovský poruchový systém), po ktorých pravdepodobne došlo k jeho vyzdvihnutiu. Príčinu pohybu tohto bloku (dôvod, prečo tento blok má oproti iným oblastiam elevačný charakter) treba hľadať tiež v podflyšovom fundamente. S tým je tiež

spojená otázka výstupových ciest uhľovodíkov. Je logické, že migrácia uhľovodíkov nemohla pokračovať z vnútorných Západných Karpát smerom do flyšového pásma, ale opačná cirkulácia je pravdepodobnejšia. To znamená, že aj výskumné a prieskumné práce by sa mali lokalizovať bližšie k zdrojovým oblastiam. V našom prípade je to oblasť severne od bradlového pásma. V týchto miestach treba vŕtať jeden alebo niekoľko hlbokých vrtov. Nie je vylúčené, že hospodársky zaujímavý výskyt ropy na vrte Lipany-4 pochádza práve zo severnej strany bradlového pásma. Získanie informácií o pokračovaní, resp. o ukončení vnútorných centrálnych Karpát smerom na bradlové pásmo je z hľadiska objasnenia roponádejnosti nevyhnutné.

Tektonické pozorovania z oblasti Čergova a priľahlého bradlového pásma udávajú jasný smer násunu flyšových sekvencií smerom k vnútorným centrálnym Karpatom. Vnútorné centrálne Karpaty sa podsúvajú pod flyšovú masu. Tieto flyšové sekvencie tvoria na centrálnych Karpatoch zložitú vrásovú megaštruktúru rozsegmentovanú poruchovými systémami (poruchami) smeru SV—JZ. Teoreticky možno v ich jadrách zachytiť migrujúcu ropu i zemný plyn z flyšového sedimentačného priestoru.

Vrt (resp. niekoľko vrtov) v Čergove by pomohol objasniť stratigrafické postavenie bradiel vo flyšových sekvenciách, čo má nedozerný význam pre zisťovanie genézy celého bradlového pásma, ako aj pochopenie tektonickej stavby centrálnych Západných Karpát ako celku. Lineárny priebeh bradlového pásma s jeho sedimentárnymi textúrami načrtáva smer genetického objasnenia bradlového pásma. Sklzové telesá v bradlovom pásme, granulometrické zákonitosti spojené s opracovaním úlomkov, sú stavebným materiálom, ktorý pomáha stanoviť genézu celého bradlového pásma.

Z regionálneho pohľadu dnes Čergov predstavuje štruktúrne najvyššie vyzdvihnutý blok SV pribradlovej zóny. Elevačný charakter tohto územia sa najpravdepodobnejšie zachoval aj v súvrstviach podflyšového fundamentu, ktorý predstavuje najperspektívnejší objekt ropo-plynonádejnosti. Vzhľadom na jeho štruktúrnu pozíciu sa dá predpokladať, že tu môže dochádzať k migrácii uhľovodíkov zo širokého zázemia, čo aktuálnosť prieskumu tohto územia zvyšuje. Realizácia hlbokého vrtu v tomto priestore môže zohrať rozhodujúcu úlohu pri posudzovaní perspektívnosti flyšových oblastí východného Slovenska.

Pripomienky k diskusnému článku J. Nemčoka a R. Rudinca: Čergov — jedna z kľúčových roponádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska

RÓBERT MARSCHALKO

Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Doručené 28. 4. 1989)

Pri analýze roponádejnosti flyšového pásma východného Slovenska autori príspevku vychádzajú z praxe vyhľadávania živíc v šambronskej štruktúre. Migráciu živíc vysvetľujú zo zdroja uloženého v podloží Čergova. Základným bodom týchto úvah je názor o ponáraní sa bloku centrálnych Karpát pod bradlové pásmo a vnútorné okraje magurského pásma v neskorších, pooligocénnych fázach vrásnenia. Spätný násun bradlového pásma a okrajových členov Magury na JJZ a J považujú za fakt, ktorý by mali okrem iného preukázať vrtnými prácami s eventuálnym ekonomickým prínosom. V diskusii sa nezmieňujú o seizmických prácach Nemčjca et al., z ktorých takéto riešenie vyplynulo už dávnejšie. Daný problém treba vidieť v celej jeho komplexnosti a náročnosti, hlavne čo sa týka predpokladaného podsunutého centrálnokarpatského podložia v priestore Čergova. Poukazujú na to ďalšie skutočnosti. Centrálnokarpatský flyš leží transgresívne a diskordantne na predvrchnokriedových štruktúrach (krížňanský príkrov, obal), resp. na doposiaľ málo známej užhorodsko-iňačovskej paleozoickej elevácii. Flyšová panva v blízkosti bradlového pásma dosahuje (podľa vyhľadávacieho prieskumu n. p. Nafta Michalovce) 2 500—3 500 m hrúbku a predstavuje pôvodne k severu otvorený bazén (podľa odhadu sedimentologických meraní cca 20 km — Marschalko, 1975), ktorý je amputovaný. V prípade simplistického modelu diskutovaného autormi sa na štruktúry ponárajúceho sa centrálneho bloku nasúva pásmo bradlového flyšu kriedy a paleogénny bradlový obal (inovské pásmo, kremniansky flyš s hrúbkou aspoň 1 000—1 200 m) spolu s masívom Čergova.

V šarišskom segmente sa magurský príkrov vyznačuje akumuláciou strihovských vrstiev (1 700—2 300 m) hrubého flyšu sporadicky so zlepencami typu bahnotokov a s postupným hrubnutím fácií k juhu, kde bol zdroj kryštalinika exotického typu (rozdielneho od centrálnych Karpát). Za predpokla-

du jednoduchého plochého spätného násunu bradlových kriedovo-paleogénnych a strihovských flyšových fácií na centrálny blok by jeho mezozoický substrát pod Čergovom bol v hĺbke 4 700 m, maximálne 6 000 m. V prípade vejárovitej stavby magurského flyšu a bradlového pásma (porovnaj napr. Roth v Oravskej Magure) by však centrálnokarpatský blok upadal k SV pod Čergov pod stredným až strmým sklonom do takých hĺbok, v ktorých by bol súčasnou našou vrtnou technikou sotva dosiahnuteľný. Čo sa týka situovania vrtných prác, do úvahy prichádza polokno bradlového pásma, ktoré vychádza na povrch severne od línie násunu magurského flyšu (napr. 12—14 km SZ od Olejníkova).

Tieto pripomienky sú iba malou čiastkou konkrétnych úvah o povahe styku magurského flyšu, bradlového pásma s blokom centrálnych Karpát na východnom Slovensku. Dúfam, že príspevok vyvolá u autorov hlbší záujem o túto otázku, pretože stimuluje vyhľadávanie ropy v jednom z nádejných karpatských štruktúrnych pásiem.

Poznámky k diskusii R. Marschalka k článku J. Nemčoka a R. Rudinca: Čergov — jedna z kľúčových roponádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska

JÁN NEMČOK, RUDOLF RUDINEC

Diskusný príspevok R. Marschalka odráža podľa nás živý záujem o danú problematiku, ktorú sme sa nesnažili rozvádzať doširoka, skôr sme chceli podnietiť záujem o ňu.

Chceli by sme upozorniť, že predstava spätného násunu bradlového pásma a posúvanie centrálnych Karpát nie je nová ani v rámci geologických, ani v rámci geofyzikálnych interpretácií. Skôr nám išlo o to, aby sme poukázali, že z existujúcich seizmických podkladov sa zdá, že známe rozhranie paleogén — mezozoikum južne od bradlového pásma možno sledovať ďalej na sever pod povrchové východy bradiel a južnú hranu magurského príkrovu.

Napriek tomu, že Čergov sa javí ako najatraktívnejšie roponádejné územie, jeho zložité terénne podmienky nedovolili optimálne odmerať seizmické profily a zrejme ani v budúcnosti to nebude veľmi jednoduché.

Aj R. Marschalko však považuje Čergov za zaujímavý fenomén pre ropnú geológiu.

Mineralia slovaca, 22 (1990), 179—183

Interpretácia karotážnych meraní na ložisku Ždánice-kryštalinikum 1

SILVESTER ŠÁLY, JÁN BIENIK

Naftoprojekt, k. ú. o., pobočka Bratislava, Mlynské Nivy 46, 825 05 Bratislava

(Doručené 12. 12. 1988, revidovaná verzia doručená 4. 5. 1989)

Interpretation of well logging measurements in the Ždánice 1 pool in crystalline rocks

Actual problems of well logging interpretation in crystalline rock environment of the Ždánice 1 hydrocarbon pool are discussed setting out from common manual interpretation results. Obtained results are discussed with the aim to serve for further prospection purposes in crystalline rock units.

Úvod

Oblasť Ždánického lesa, v ktorej leží spracované ložisko, sa nachádza v strednej skupine západného flyšového pásma československých Karpát. Najstaršími horninami tvoriacimi autochtónny podklad na väčšine územia sú granodiority. Najrozšírenejší je biotitický granodiorit. Kryštalinikum, hlavne jeho vrcholové časti, sú silne tektonicky porušené. Západnú časť Ždánického lesa tvoria devónske karbonáty a bazálne klastické súvrstvia. Paleozoické horniny sú známe z vrtov Žd-14, 2 a 1. Na niektorých miestach sa zistili horniny spodného miocénu. Povrch masívu je dosť členitý a na vrchnej časti i na jv. svahu je presunutá ždánická jednotka. Spodnomiocénové sedimenty tvorené jemnozrnnými pieskovcami, pelitmi a ílovcami sa zistili v niekoľkých vrtoch na západnej strane elevácie. Celú oblasť prikrýva presunutá ždánická jednotka s mocnosťou 700—1 300 m.

Nachádza sa tu 6 ložísk ropy a zemného plynu rôznej veľkosti. Ako prvé sa na ťažbu pripravuje ložisko Ždánice-kryštalinikum 1. Má pozdĺžny tvar v smere JZ — SV, dĺžku 4,2 km a šírku 2,0 km. Plynová čapica má dĺžku 2,7 km a šírku 1,1 km (Krejčí a Buchta, 1983).

Interpretáciu karotážnych meraní sťažuje skutočnosť, že ložisko tvoria pevné, stredne až slabo rozpukané zelenošedé a ružovkasté zrnité biotitické granodiority s puklinovou pórovitosťou. Nad kryštalinikom je 15 až 20 m mocná poloha jemnozrnnej brekcie s materiálom kryštalinika.

Geologický prieskum oblasti Ždánice ukázal, že ložisko ropy je masívneho typu s plynovou čapicou a podstlané vodou. Roponosná poloha kryštalinika dosahuje maximálne 87 m (max. efektívna mocnosť je 65 m), plynonosná časť max. 101 m (max. efektívna mocnosť je 76 m). Komplikujúcou okolnosťou prípravy ťažby je členitý povrch terénu, ktorý nedovoľuje zvyčajné rovnomerné rozmiestnenie ťažobných sond na povrchu. Z tohto dôvodu sa rozhodlo, že ťažobné sondy sa budú vŕtať usmernene trsovite.

V kryštalinických kolektoroch študovaného ložiska sa zvyčajne vytvára zmiešaný systém pórovitosti s chaotickým geometrickým rozložením v priestore a súčasne sa značne mení aj mineralogické zloženie kolektora. V takýchto horninách stojí pred karotážou veľmi zložitá úloha. Zvlášť obťažné je určiť nasýtenie pórového priestoru, čo komplikuje hlavne kombinovanie jednotlivých typov pórovitosti, pričom primárnu pórovitosť blokov horniny tvoria póry veľmi malých rozmerov, ktoré sú okrem toho často úplne nasýtené vodou, alebo percentuálny podiel vody v nich je vysoký. Aj prípadný veľký prienik výplachu do okolia vrtu sťažuje určiť nasýtenie uhľovodíkmi.

Pri komplexnej karotážnej interpretácii treba veľmi opatrne posudzovať aj výsledky laboratórnych meraní na jadrách. V takýchto horninách treba odoberať vzorky väčších rozmerov. Napriek tomu informácie o pórovitosti poskytujú väčšinou pesimistické výsledky, pretože sa vzorky zvyčajne rozpadajú v miestach, kde sa nachádzajú najlepšie dutiny a pukliny.

Použitá metodika interpretácie karotážnych meraní

Analýza karotážnych záznamov ukázala, že krivky sú veľmi členité (meraná HK, AK a v niektorých prípadoch i NGK), a preto je ich digitalizácia bez komplikovaných úprav nevhodná. Použitie výpočtovej techniky pri automatizovanej interpretácii komplikuje i nedostatočná kalibrácia meraní. Z týchto dôvodov sa na spracovanie karotážnych meraní zvolila ručná interpretácia, aj keď si autori uvedomovali,

že kvalita interpretácie bude nižšia, ako by tomu bolo pri automatizovanom spracovaní.

Pri interpretácii sa na základe meraní LL určila bloková pórovitosť — p_b, z meraní NGK celková pórovitosť — p_c a na základe týchto parametrov sa určila puklinová pórovitosť — p_p. Interpretácia prebiehala podľa schémy:

— zhodnotenie kvality karotážnych meraní,
— vyčlenenie intervalu kryštalinika,
— stanovenie kontaktov ropa — voda — plyn podľa štruktúrnej mapy,
— určenie stredných hodnôt potrebných karotážnych parametrov pre ropnú a plynovú zónu,
— vlastná interpretácia.

Kvalita karotážnych meraní bola veľmi rozdielna. Napr. na vrtoch Žd-15 a 18 sa meralo súpravou Dresser Atlas, ktorá je veľmi kvalitná. Asi 17 vrtov z celkového počtu 26 spracovaných vrtov má dobré meranie LL-7. Merania NGK nie sú ciachované, a preto bolo potrebné nachádzať závislosť nameraných hodnôt od pórovitosti.

Horná hranica kryštalinika sa veľmi dobre prejavuje na všetkých meraniach. Najzreteľnejšia je na meraniach LL, NGK, AK a HK. Petrofyzikálne rozdiely medzi kryštalinikom a nadložným ílom sú výrazné, a preto určenie hornej hranice nie je problémom. Stredné hodnoty potrebných karotážnych parametrov pre ropnú a plynovú zónu ložiska sa určili podľa karotážnych meraní (hlavne metódy LL). Interval kryštalinika bol rozdelený na bloky a odčítali sa namerané hodnoty. Stredné hodnoty pre ropnú a plynovú zónu boli stanovené samostatne.

Vlastná interpretácia karotážnych meraní

Karotážne merania sa interpretovali na základe závislostí zostrojených z laboratórnych meraní a meraní vo vrte. Sú to hlavne závislosť $F = a \cdot p^{-m}$, pomocou ktorej bola určovaná p_b — bloková pórovitosť, závislosť $\log p = f(X_{NG})$, na základe ktorej bola určená celková pórovitosť p_c a ich rozdiel bol s určitými výhradami považovaný za p_p — puklinovú pórovitosť.

Určiť p_b zo závislosti $F = a \cdot p^{-m}$ možno len za predpokladu, že v blokoch sú póry nasýtené vodou alebo len minimálne nasýtené uhľovodíkmi. Ak sú póry v blokoch vysoko nasýtené uhľovodíkmi, v ropnej zóne je p_b znížené, a tým p_p zvýšené. V plynovej zóne je p_b i p_c znížené.

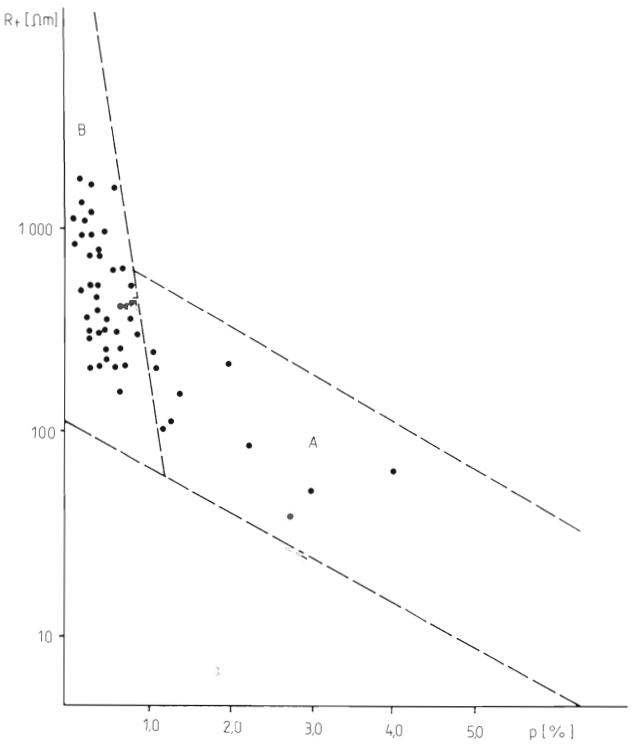
Určenie nasýtenia vodou S_w v takýchto kolektoroch je problematické. Ak sa prevažná časť uhľovodíkov nachádza v puklinách, a nie v blokoch, predpoklad malého nasýtenia uhľovodíkmi v blokoch je reálny a umožňuje použiť uvedenú metodiku interpretácie.

V puklinových kolektoroch je veľmi dôležité vyčleniť priepustné intervaly.

Na ilustráciu uvádzame určenie priepustných intervalov vo vrte Žd-21. Na obr. 1 je znázornená závislosť $p_{NG} = f(Rt)$. Vstupné karotážne hodnoty sa merali s krokom 2 m. Na obr. 1 má interval B puklinovú pórovitosť, pretože malú zmenu p_{NG} sprevádza veľká zmena Rt. V intervale A to tak nie je, lebo zmena p_{NG} vyvoláva malú zmenu Rt. Podľa uvedeného autora (Markó, 1980) je priepustný už interval, pre ktorý platí puklinovitosť $p_p > 0{,}05$ %. Podľa zostrojenej závislosti sú potom priepustné intervaly 900—890, 870—862, 844—818, 806—760 m. Nasýtenie uhľovodíkmi sa určovalo len orientačne, pretože presnosť určenia nasýtenia uhľovodíkmi je pri $p < 5$ % nízka. Nasýtenie uhľovodíkmi bolo určované podľa metodiky Kissa a Tótha (1981), ktorej opis presahuje rozsah tohto príspevku, a preto ho neuvádzame. Použité konštanty mali tieto hodnoty $a = 1$, $m = 1{,}212$, $n = 2$, $Rw = 0{,}37$ ohmm, $Rm = 2$ ohmm. Stredná hodnota takto riešeného nasýtenia pre celé ložisko $Sw = 42$ %.

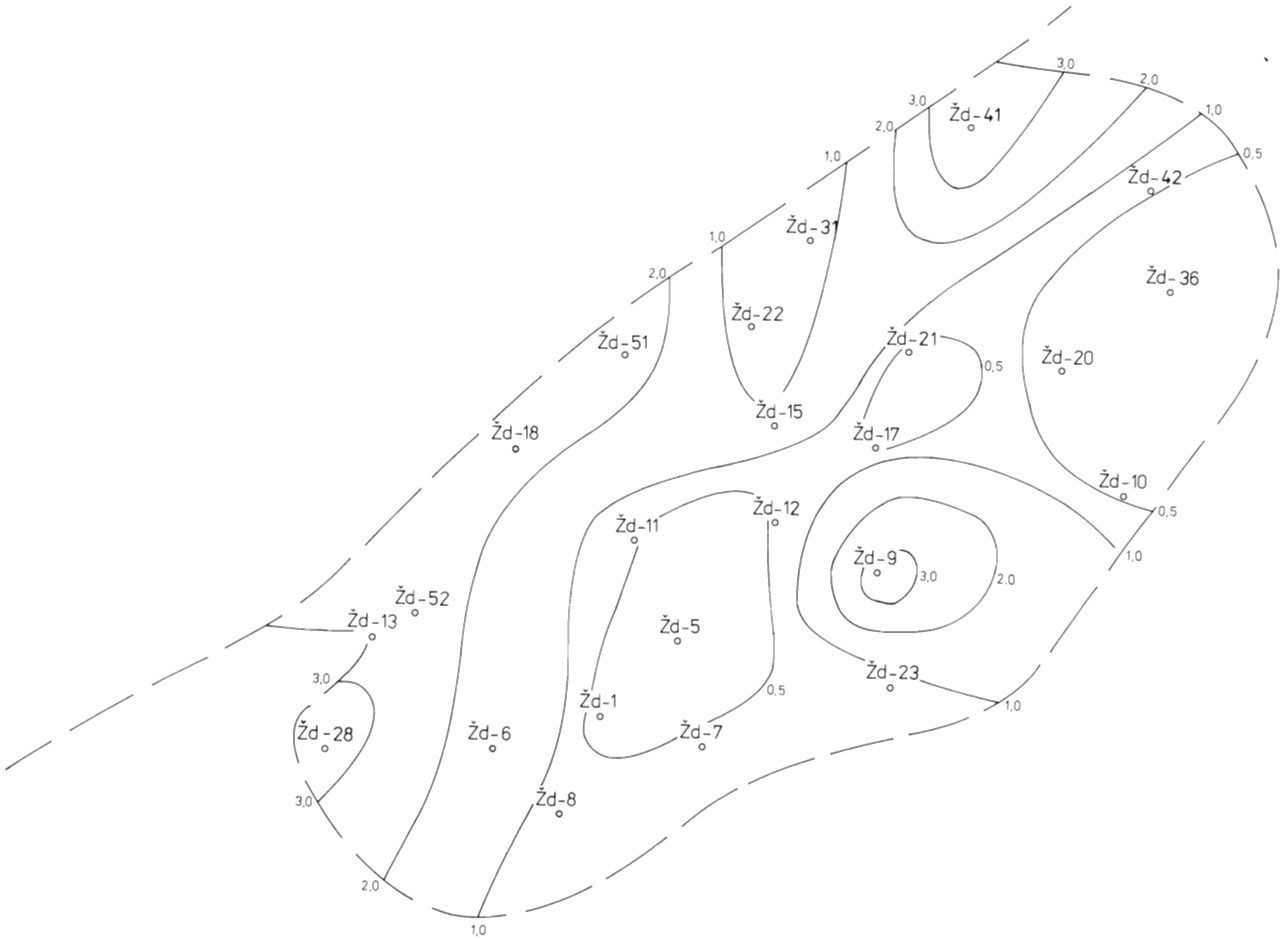
Výsledky interpretácie karotážnych meraní

Samostatne sme interpretovali ropnú aj plynovú zónu ložiska. Odčítali sa namerané hodnoty pre obidve tieto zóny a vypočítali sa priemerné kolektor-



Obr. 1 Vyčlenenie puklinových intervalov vo vrte Ždánice-21 na základe karotážnych meraní pomocou závislosti log $Rt = f(p_{NG})$. Interval s puklinovou pórovitosťou zodpovedá oblasti B.

Fig. 1. Interpretation of fissure intervals in the Ždánice-21 well from logging measurements using the $Rt = f(p_{NG})$ function. The B area represents the interval with fissure porosity.



Obr. 2. Mapa celkovej pórovitosti p_c v ropnej zóne ložiskového celku Ždánice-kryštalinikum 1 vyhotovená na základe výsledkov komplexnej plošnej interpretácie karotážnych meraní.

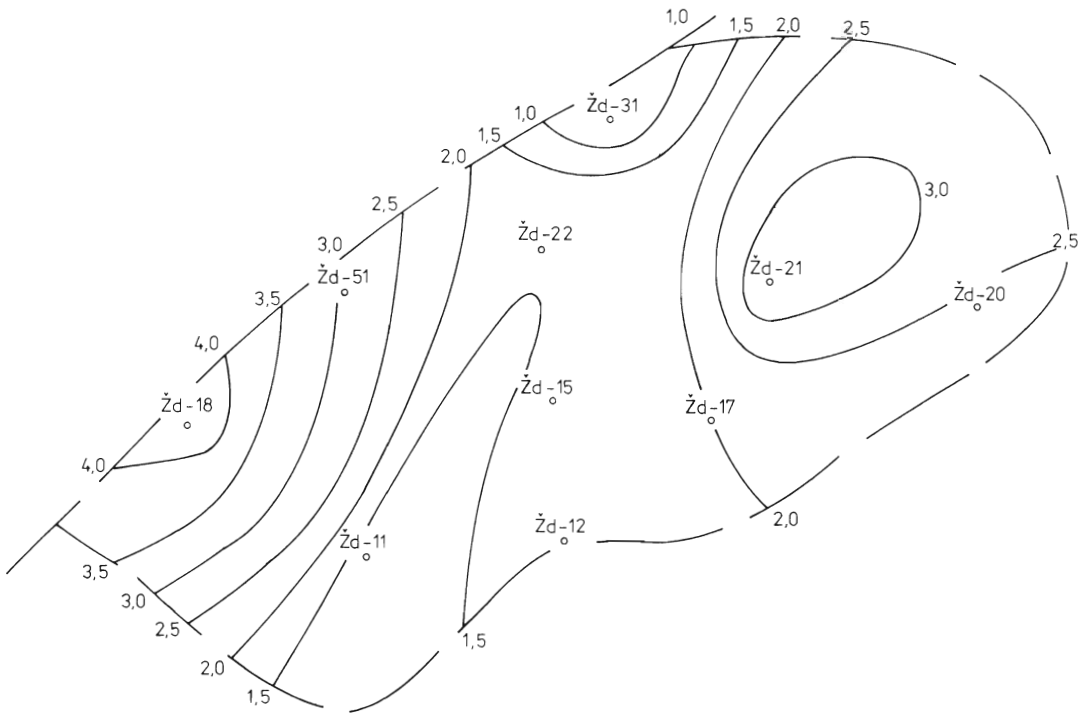
Fig. 2. Map of total porosity p_c in the zone of crude oil of the Ždánice 1 crystalline pool plotted from complex areal interpretation of well logging data.

ské vlastnosti týchto zón. Na základe týchto údajov sme zostrojili mapu celkovej pórovitosti — p_c, blokovej pórovitosti — p_b, puklinovej pórovitosti — p_p, merného elektrického odporu — R1, nasýtenia uhľovodíkmi — Sh a mapu plošnej hustoty geologických zásob uhľovodíkov — p . Sh . 10^{-4}, a to pre každú zónu samostatne. Na základe zostrojených máp sa mohol podrobne charakterizovať vývoj kolektorských vlastností ložiska.

Ropná zóna

Mapa celkovej pórovitosti p_c (obr. 2) ukázala, že v jv. časti ložiska je pórovitosť nižšia a má priemernú hodnotu 0,5—1,0 %. Smerom na SZ pórovitosť stúpa a pri ohraničení ložiska dosahuje hodnoty 2,0—4,0 %. Z hľadiska priepustnosti je však dôležitá puklinová pórovitosť. Na základe uskutočnenej interpretácie karotážnych meraní má blokovú pórovitosť nasledovný vývoj: V jv. časti ložiska dosahuje hodnoty 0,5 %. Smerom na SZ stúpa až na hodnotu 1 %. Puklinová pórovitosť má nasledovný plošný vývoj: Podľa výsledkov karotážnej interpretácie je horší vývoj v okolí vrtov Žd-36, 20, 9, 10, 22 a 31. Puklinová pórovitosť je blízka hodnote 0. Lepší vývoj kolektora je vo vrtoch Žd-52, 41, 18 a 51, kde puklinová pórovitosť dosahuje hodnotu 1 %. V ostatnej časti ložiska je vývoj tohto parametra priemerný.

Orientačne sme vyhodnotili aj mapy nasýtenia uhľovodíkmi a plošnej hustoty geologických zásob uhľovodíkov, umožňujúce určiť, z ktorých sond možno očakávať dobrú a z ktorých nízku ťažbu. Pretože interpretácia karotážnych meraní v kryštalinických kolektoroch s kombinovanou pórovitosťou je veľmi obťažná, výsledky interpretácie sme porovnali s výsledkami čerpacích pokusov. Dosť presne sa potvrdili výsledky našej interpretácie, aj keď sa objavili niektoré rozpory, a to hlavne v okrajových častiach ložiska. Výsledok karotážnej interpretácie však uvádza priemerné hodnoty pre celý interval ropnej zóny, kým



Obr. 3. Mapa celkovej pórovitosti p_c v plynovej zóne ložiskového celku Ždánice-kryštalinikum 1 vyhotovená na základe výsledkov komplexnej plošnej interpretácie karotážnych meraní.

Fig. 3. Map of total porosity p_c in the zone of natural gas of the Ždánice 1 crystalline pool plotted from complex areal interpretation of well logging data.

čerpacie skúšky vypovedajú len o skúšanom a prvotnou interpretáciou navrhnutom úseku sondy. Rozdiely môžu vznikať z interpretačných dôvodov aj z odlišností intervalov hodnotených karotážou a čerpacími skúškami.

Plynová zóna

Na základe mapy p_c, zostavenej podľa výsledkov karotážnej interpretácie (obr. 3), je vývoj kryštalinika priaznivý v okolí vrtov Žd-18, 51, 20 a 17. Celková pórovitosť dosahuje priemerne 2,0—4,5 %. Horší vývoj je vo vrtoch Žd-11, 22 a 15, kde p_c = 1,0—1,5 %. Treba poznamenať, že vplyvom plynu sú hodnoty p_c mierne znížené. Bloková pórovitosť je najvyššia v okolí vrtov Žd-20, 17, 31, 18 a dosahuje hodnoty p_b = 1,5—3,0 %. V ostatnej časti ložiska je p_b < 1,5 %. V jv. časti v blízkosti kontaktu ropa — plyn má puklinová pórovitosť hodnotu 0,5 % a smerom na SZ stúpa. V strede ložiska a v jz. časti dosahuje hodnoty p_p = 2,0—2,5 %. V severnej časti klesá zase k hodnote 0,5 %. Z mapky vidno, že najlepší vývoj kolektorských vlastností v plynovej zóne je v pásme, ktoré sa tiahne stredom ložiska od SV na JZ, a to v okolí vrtov Žd-21, 15 a 18.

Pre objektívnosť je potrebné poznamenať, že uvedené hodnotenie sme urobili klasickým spôsobom. Bude treba urobiť komplexnú automatizovanú analýzu karotážnych meraní a reinterpretáciu pomocou výpočtovej techniky s použitím moderného štatistického programového vybavenia.

Výsledky uskutočnenej karotážnej interpretácie sme spracovali do tabuliek a do 12 máp (Šály, 1985), ktorých zjednodušené ukážky sú na obr. 2 a 3. Okrem toho sme charakterizovali jednotlivé hodnotené vrty.

Ždánice-11. Okolie vrtu má z hľadiska ložiskovo-kolektorských vlastností priemerný vývoj (p_c = 1 %, Rt = 350 ohmm a Sh = 90 %). Puklinová pórovitosť dosahuje 0,65 % (hĺbkový interval 873,0—938,0 m, z ktorého sa predpokladá dobrá ťažba plynu). Pri štandartizácii sme krivku NGK opravili pomocou koeficientu k = 0,71,

Ždánice-15. Vrt sa nachádza v oblasti s dobrými kolektorskými vlastnosťami (p_p = 1,2 %, Sh = 90 %, Rt = 162 ohmm). V hodnotenom hĺbkovom intervale (839,0—932,0 m) je predpoklad dobrej ťažby plynu. Krivka NGK pri štandartizácii opravená koeficientom k = 1,43. Puklinová pórovitosť dosahuje 0,34 % atď.

Záver

Našou úlohou bolo podľa litologického typu hornín stanoviť vhodnú metodiku interpretácie, interpre-

tovať karotážne merania vo vrtoch a vyhodnotiť výsledky interpretácie. Podľa výsledkov karotážnych meraní ložisko Ždánice-kryštalinikum 1 tvorí prevažne biotitický granodiorit s puklinovou pórovitosťou. Z viacerých dôvodov (kvalita karotážnych meraní nie je vždy na požadovanej úrovni a automatizovaná interpretácia je na kvalitu mimoriadne citlivá, karotážne krivky sú veľmi členité a nedostatočná je aj kalibrácia NGK) sme ložiskový celok Ždánice-kryštalinikum 1 interpretovali klasicky.

Merania NGK boli pomocou korekčných koeficientov individuálne štandartizované tak, aby v nadložnom íle bola vždy hodnota X_{NGsh} = 10 ngj. Interpretáciou sa určila celková pórovitosť p_c z meraní NGK a bloková pórovitosť z meraní LL. Ich rozdiel sa považoval za puklinovú pórovitosť.

Výsledky sme spracovali aj do 12 máp základných kolektorských parametrov. Kvôli kontrole správnosti karotážnej interpretácie sme jej výsledky porovnali s výsledkami čerpacích skúšok. S dostatočnou presnosťou sa potvrdili výsledky interpretácie karotážnych meraní. Rozdiely sa pozorovali hlavne v okrajových častiach ložiska. Sú dôsledkom nepresnosti meraní a interpretácie, ako aj toho, že výsledkom karotážneho zhodnotenia sú údaje pre celý interval ložiska, ale výsledky čerpacích skúšok platia len pre skúšaný interval sondy.

Podľa výsledkov spracovania a interpretácie karotážnych meraní má ropná zóna ložiskového celku Ždánice-kryštalinikum 1 nasledujúce hodnoty: celková pórovitosť p_c = 1,3 %, bloková pórovitosť p_b = 0,82 %, puklinová pórovitosť p_p = 0,49 % a nasýtenie uhľovodíkmi Sh = 53 %. Pre plynovú zónu, ktorá má priaznivejší kolektorský vývoj, sú priemerné hodnoty takéto: p_c = 2,2 %, p_b = 1,4 %, p_p = 1,02 % a Sh = 58 %.

Podľa máp sa stručne opísal vývoj ložiska a charakterizoval každý vrt samostatne. Ropnú zónu v dobrom vývoji prevŕtali len vrty Žd-18, 28, 31, 41, 51 a 52. Sú to väčšinou vrty v blízkosti sz. ohraničenia ložiskového celku Ždánice-kryštalinikum 1. Smerom na JV sa kolektorské vlastnosti zhoršujú a dobrá ťažba sa dá očakávať len pri navŕtaní významnejších puklinových pásem.

Súčasne treba poznamenať, že klasické (ručné) spracovávanie a hodnotenie karotážnych meraní v takomto type hornín je málo vhodné, treba zvýšiť kvalitu karotážnych meraní, aby bolo možné na takéto ložiská v plnom rozsahu aplikovať moderné metódy automatizovaného strojného spracovania a interpretácie.

Literatúra

Krejčí, J. a Buchta, J. 1983: Výpočet zásob ložiska Ždánice. *Manuskript — MND k. p. Hodonín, 120 s.*

Kiss, V. a Tóth, J. 1981: Voprosy interpretacii dannych promyslovo-geofizičeskich izmerennij v metamorfičeskich kollektorach. *Manuskript — Interneftegeofizika KOS RVHP Moskva, 11 s.*

Markó, L. 1980. Összetett kőzettani felépítésű tárolók mélyfurási-geofizikai értelmezésének új módszere. *Kőolaj és Földgáz, 2,*

Šály, S. 1985: Zhodnotenie karotážnych materiálov z ložiska Ždánice-kryštalinikum 1. *Manuskript — Naftoprojekt Bratislava, 27 s. a 12 máp.*

Interpretation of well logging measurements in the Ždánice 1 pool in crystalline rocks

The aim of the present research was to select the appropriate methods of interpretation of well logging measurements for the investigated lithotypes and to realize the interpretation of well logging measurements serving for the assessment of results. The obtained result shows that the Ždánice 1 hydrocarbon pool is situated in crystalline rocks mainly represented by biotite granodiorite with fissure type of porosity. For several reasons, the quality of well logging data did not achieve the appropriate quality and for an automatic interpretation process, which is highly sensitive to the quality of logging data, unsuitable. The NGK calibration appeared as insufficient (being selected for the manual intepretation method, fig. 1).

Data from NGK measurements have individually been standartized by means of corrections and hence the value of X_{NGsh} = 10 ngj has been maintained everywhere for the overlying clay. By the means of interpretation, the total porosity has been asessed from NGK measurements and the average block porosity from LL measurements. Their difference has been assessed to represent the fissure porosity.

According to the processed logging data, the average values in the Ždánice 1 crystalline pool are for the zone of crude oil as follows: total porosity p_c 1.3 %, block porosity p_b 0.82%, fissure porosity p_p 0.49% and hydrocarbon saturation Sh 53%. For the zone of natural gas, which displays more appropriate collector properties, the respective values are p_c 2.2%, p_b 1.4%, p_p 1.02% and Sh 57%.

Construction of maps allowed short description of physical properties in the pool and to give characteristics for each well. Accordingly, the zone of crude oil has been pierced only by some of wells (Žd-18, 28, 31, 41, 51 and 52) situated namely in the NW part of the area (fig. 3). Collector properties are gradually deteriorating in SE direction and good conditions for exploatation may be presumed only within fissure zones.

With the aim to controll the reliability of logging interpretation, the results have been compared with data from pumping tests. This comparison proved sufficient accuracy and reliability of logging results. It should be mentioned that the evaluation of logging measurements in similar rocks is less appropriate by the means of manual interpretation and also the quality of logging data should be improved. This will allow in the future the full use of up to date methods of automatized data processing.

AKTUALITA

Výskyt valleriitu v Štiavnických vrchoch

ĽUDMILA ROJKOVIČOVÁ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 26. 7. 1989)

Occurrence of valleriite in the Štiavnické vrchy Mts.

Valleriite has been identified in skarns developing after Mesozoic rocks in the ST-5 (Sklené Teplice) and Z-20 (Zlatno) drillings. Valleriite is associating with pyrite, chalcopyrite, molybdenite, pyrrhotite, sphalerite, ilmenite and magnetite. The mineral developed in relation with serpentinization processes and its chemical composition is near to valleriite from African Loolekop and Palabora localities.

Pri mineralogickom štúdiu vzoriek z oblasti Štiavnických vrchov bol vo vrte ST-5 (Sklené Teplice) a R-20 (Zlatno) identifikovaný v Mg-Ca-skarnoch zriedkavý minerál valleriit.

Podľa literárnych údajov je spätý so serpentinizáciou bázických až ultrabázických hornín. Prvý a jediný výskyt valleriitu v Československu (v stopových obsahoch) uvádza Pokorný (1969) v ultrabázických horninách Cu-Ni-sulfidického ložiska Staré Ransko, ale bližšie ho neidentifikuje a neudáva jeho chemické zloženie.

Evans a Allman (1967) zistili, že valleriit pozostáva zo striedajúcich sa vrstvičiek Cu-Fe sulfidu a Mg-Al hydroxidu brucitového typu s možnosťou existencie zmesnej fázy Cu-Fe v sulfidickej vrstvičke (Harris, 1970) a vstupu Fe do hydroxidovej vrstvičky na úkor Al (Springer, 1968). Variabilita chemického zloženia valleriitu je neobyčajne vysoká a Oen (1985) ju pripisuje rozdielnej rýchlosti difúzie látok v medzizrnových fluidách.

Vo vrte ST-5 a R-20 vystupuje valleriit v škvrnitých, tmavosivých až nazelenalých horninách Mg-Ca-skarnov, ktoré vznikli kontaktne metasomatickým pôsobením aktívnych intrúzií granodioritového porfýru na karbonátové horniny mezozoika (Burian a Smolka, 1982). Vo vrte ST-5 sa valleriit nachádza v asociácii s pyrotínom, chalkopyritom, molybdenitom, pyritom, sfaleritom, ilmenitom a magnetitom; vo vrte R-20 len s pyrotínom, pyritom, chalkopyritom a magnetitom. Tvorí plamienkovité, pretiahnuté i nepravidelné zrná s typickou vláknitou štruktúrou, často vo forme sínusových vrstvičiek paralelných so serpentinitom a antigoritom. V nábruse vykazuje valleriit veľmi silný dvojodraz (podobný mackinawitu) s bronzovou farbou v pozícii R_{max} a nevýraznou sivomodrou v pozícii R_{min}, ktorá takmer splýva s horninotvornými minerálni a sťažuje jeho identifikáciu. Anizotropia je tiež veľmi vysoká, svetlosivá až jasne bronzová.

Kryštalochemické vzorce vypočítané na základe mikrosondových analýz zodpovedajú teoretickému vzorcu valleriitu $[(CuFe)_2S_2 \cdot n[Mg, Al, (OH)_2]$ (Evans, Allman, 1968) a potvrdzujú existenciu zmesnej fázy Cu a Fe (ST-5, R-20) a existenciu vstupu Fe do hydroxidovej vrstvičky (ST-5). Chemickým zložením sú blízke valleriitu z Loolekopu a Palabory v Afrike (tab. 1). Vznik valleriitu v Štiavnických vrchoch súvisí podobne ako na iných svetových lokalitách s procesmi serpentinizácie.

TAB. 1

Porovnanie kryštalochemických vzorcov valleriitu
Comparison of crystal chemical formulae of valleriit

Lokalita	Kryštalochemický vzorec valleriitu
Loolekop, Afrika (Evans et al., 1964)	$[Cu_{0.92}Fe_{1.06}S_2] \cdot [1{,}53\ [Mg_{0.68}Al_{0.32}(OH)_2]$
Palabora, Afrika (Springer, 1968)	$[Cu_{0.95}Fe_{1.03}S_2]\ \ 1{,}57\ [Mg_{0.73}Al_{0.27}(OH)_2]$ $[Cu_{1.04}Fe_{0.96}S_2] \cdot 1{,}67\ [Mg_{0.75}Al_{0.09}Fe_{0.16}(OH)_2]$
Kaveltorp, Švédsko (Springer, 1968)	$[Cu_{0.81}Fe_{1.19}S_2] \cdot 1{,}56[Mg_{0.83}Fe_{0.17}(OH)_2]$
Vrt ST-5 Sklené Teplice	$[Cu_{0.81}Fe_{1.19}S_2] \cdot 1{,}63\ [Mg_{0.79}Al_{0.21}(OH)_2]$ $[Cu_{0.99}Fe_{1.01}S_2]\ \ 1{,}69[Mg_{0.76}Al_{0.20}Fe_{0.04}(OH)_2]$
Vrt R-20 Zlatno	$[Cu_{0.40}Fe_{1.54}S_2] \cdot 1{,}77\ [Mg_{0.76}Al_{0.24}(OH)_2]$ $[Cu_{0.09}Fe_{1.87}S_2] \cdot 1{,}50\ [Mg_{0.77}Al_{0.23}(OH)_2]$

Literatúra

Burian, J. a Smolka, J. 1982: Geologická stavba medňatoporfýrového ložiska Zlatno. *Mineralia slov., 14, 517—536.*

Evans, H. a Allman, R. 1967: The hybrid layer structure of valleriite. *Abstract for American Crystallographic Association Meeting, Atlanta, Georgia.*

Evans, H. a Allman, R. 1968: The crystal structure and crystal chemistry of valleriit. Z. *Kristallogr., 127, 73—93.*

Harris, D. C. et al. 1970: A „Valleriite-type" mineral from Noriľsk western Siberia. *Amer. Mineralogist, 55, 2 110—2 114.*

Oen, I. S. et al. 1985: Fe-Mn-rich, Mg-rich and Fe-rich aluminous and nonaluminous valleriites, Silvbergsfallet, Nordmark, Sweden. *Neu. Jb. Miner., Mh. H 5 (Stuttgart), 209—220.*

Pokorný, J. 1969: Sulfide ore deposits in the Ransko basic massif. *Sbor geol. Věd, ložisk. Geol., 111—154.*

Springer, G 1968: Electronprobe Analyses of Mackinawit and Valleriit. *Neu. Jb. Miner Mh., 252—258.*

Mineralia slovaca, 22 (1990), 185—188

Program testovania usporiadanosti súborov uhlových meraní na osobnom počítači

PETR BLÁHA[1], VLADIMÍR BLÁHA[2]

[1] Katedra geológie a mineralógie, BF VŠT, Park Komenského 15, 043 84 Košice
[2] Ústav pre výskum rúd, Magnezitárska 11, 042 76 Košice

(Doručené 29. 6. 1988)

Routine for testing spatial distribution pattern of angle measurement data set using personal computer

The STAT routine realizes uniformity test of a given data set, determines distribution type and the degree of preferred orientation of elements in the given set. This allows to decide the best suitable way for further processing and directly to compare the analyzed sets. The routine has been used for the processing of structural data. It is written in GBASIC language and the PP-01 personal computer was used for processing. The routine is applicable without problem to any other PC.

Úvod

Využitie výpočtovej techniky a najmä osobných počítačov v štruktúrnej geológii umožňuje doplniť klasické numericko-štatistické metódy spracovania uhlových meraní analyticko-štatistickými metódami, ktoré sa opierajú predovšetkým o poznatky vektorovej štatistiky a o analýzu charakteristických čísel matíc. Za jedno zo základných doplnení spomenutých klasických metód pokladáme testovanie súborov uhlových meraní, ktoré by podľa nášho názoru malo predchádzať každému ďalšiemu spracovaniu týchto dát. Výsledky tohto testovania nám v prvom rade umožňujú vybrať na ďalšie spracovanie analyzovaného súboru tú najvhodnejšiu metódu. Okrem toho na základe výsledkov testu môžeme jednotlivé súbory porovnávať exaktnejšie ako pomocou tektonogramov, čo bol doteraz najbežnejší spôsob. To platí najmä pre súbory s väčším počtom meraní — nad 200.

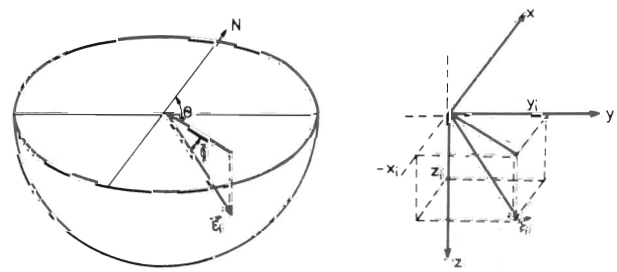
Na testovanie súborov uhlových meraní bol vypracovaný program STAT, ktorý sme využili pri analýze drobnotektonických meraní. Program je napísaný v programovacom jazyku GBASIC a spracovaný bol na osobnom počítači PP—01. Je zrejmé, že uvedený program možno bez väčších úprav využiť i v iných oblastiach geológie, resp. i v ďalších vedných disciplínach, ktoré pracujú s uhlovými meraniami v trojrozmernom priestore.

Opis použitých metód

Namerané hodnoty, ktoré pokladáme za jednotkové vektory v trojrozmernom priestore, najprv transformujeme do kartézskych súradníc podľa týchto vzťahov:

$$x_i = \cos \theta_i \cdot \cos \Phi_i$$
$$y_i = \sin \theta_i \cdot \cos \Phi_i$$
$$z_i = \sin \Phi_i \qquad (1)$$

kde θ_i = smer, Φ_i = sklon jednotlivých meraní. Nami zvolená orientácia kartézskeho súradnicového systému je uvedená na obr. 1.



Obr. 1. Priestorový vektor a jeho transformácia do kartézskych súradníc.

Fig. 1 Space vector and its transformation into Carthesian coordinates.

Ďalej urobíme test uniformity, ktorým určíme, či v danom súbore existuje prednostné usporiadanie — teda určitý prednostný smer v usporiadaní jednotlivých prvkov. Pre test uniformity boli v literatúre navrhnuté viaceré spôsoby, ktoré vo svojej práci podrobne analyzuje Rock (1987). My sme využili Rayleighov test (Rayleigh in Mardia, 1972), ktorý uniformitu posudzuje podľa vzťahu:

$$RB = R/N \qquad (2)$$

kde N = počet meraní a R = sumárny vektor, ktorý vypočítame zo vzťahu:

$$R = [(\sum_{i=1}^{N} x_i)^2 + (\sum_{i=1}^{N} y_i)^2 + (\sum_{i=1}^{N} z_i)^2]^{1/2} \quad (3)$$

Uniformitu určíme porovnaním vypočítanej hodnoty RB s tabuľkovou hodnotou. Ak je vypočítaná hodnota väčšia ako tabuľková, potom na danej hladine pravdepodobnosti hypotézu o uniformite zamietame. Spolu s testom uniformity určíme ešte stupeň prednostnej orientácie daného súboru. Na jeho výpočet udáva Wallbrecher (1978) vzorec:

$$R_{\%} = \frac{2R - N \cdot 100}{N} \ (\%) \quad (4)$$

Táto veličina zodpovedá pojmu „tropia", ktorý zaviedol Sander (1950) a slúži na porovnávanie jednotlivých súborov. Pri paralelne orientovaných meraniach $R_{\%} = 100$, pre rovnomerne rozložené merania $R_{\%} = 0$.

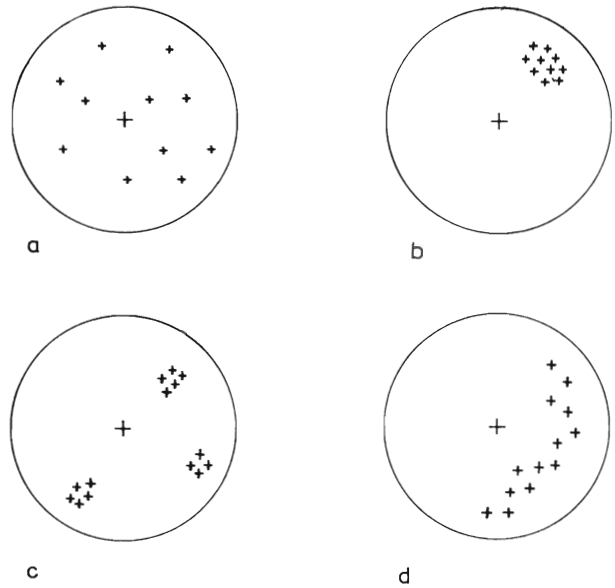
Ďalšie spracovanie súboru závisí od výsledku testu uniformity. Ak prijímame hypotézu o uniformite daného súboru, čiže v ňom nepredpokladáme prednostné usporiadanie, súbor ďalej štatisticky neanalyzujeme. V opačnom prípade pokračujeme v analýze a určíme typ rozdelenia vektorov v danom súbore. Postupujeme pritom nasledovne:
Ak $\{ x_i, y_i, z_i, i = 1,2, \ldots N \}$ sú kartézske súradnice jednotlivých meraní daného analyzovaného súboru, môžeme vytvoriť maticu

$$M = \begin{matrix} \Sigma x_i^2 & \Sigma x_i y_i & \Sigma x_i z_i \\ \Sigma y_i x_i & \Sigma y_i^2 & \Sigma y_i z_i \\ \Sigma z_i x_i & \Sigma z_i y_i & \Sigma z_i^2 \end{matrix}$$

ktorej charakteristické čísla λ_1, λ_2 a λ_3 (pričom platí $\lambda_1 \leq \lambda_2 \leq \lambda_3$), resp. vzťahy medzi nimi determinujú typ rozdelenia vektorov v danom súbore. Vyčerpávajúco sa touto problematikou zaoberajú vo svojich prácach Mardia (1972) a Wallbrecher (1979). V našom programe sme však využili postup, ktorý navrhol Woodcock (in Griffis et al., 1985). Tento postup je relatívne jednoduchý, pritom umožňuje rozlíšiť všetky základné typy rozdelenia jednotkových vektorov na guľovej ploche. Schematické znázornenie týchto rozdelení je uvedené na obr. 2. Predpokladaný typ rozdelenia určuje spomenutý autor podľa vzťahu:

$$AK = \frac{\ln(\lambda_3/\lambda_1)}{\ln(\lambda_2/\lambda_1)} \quad (5)$$

V prípade, že $AK > 1$, ide o zhlukové rozdelenie, ak $AK < 1$, ide o pásmové rozdelenie a ak $AK = 1$, ide o prechodné pásmovo-zhlukové rozdelenie. Keďže takéto hranice pokladáme za veľmi ostré, navrhujeme pre prechodné pásmovo-zhlukové rozdelenie vyhradiť interval $AK \in (0{,}9; 1{,}1)$, čím sa zvýrazní oblasť tohto prechodného rozdelenia. Takto sme postupovali i v našom programe. Postup uvedených autorov



Obr. 2. Základné typy rozdelení vektorov na guľovej ploche. a — uniformné, b — zhlukové unimodálne, c — zhlukové polymodálne, d — pásmové.

Fig. 2. Main types of vector distribution pattern over spheric surface. a — uniform, b — unimodal cluster, c — polymodal cluster, d — zonal.

Obr. 3. Vývojový diagram programu STAT

Fig. 3. Flow chart of the STAT routine.

umožňuje rozlíšiť unimodálne a polymodálne rozdelenie (obr. 2b, c). K tomu slúži sférická disperzia S:

$$S = \frac{N - R}{N} \quad (6)$$

Ak $S < 0{,}1$, ide o zhlukové unimodálne rozdelenie, ak $S \geq 0{,}1$, ide o zhlukové polymodálne rozdelenie.

Okrem stanovenia typu rozdelenia jednotlivých prvkov určujeme i mieru prednostného usporiadania prvkov v konkrétnom rozdelení. Na jej stanovenie udáva Griffis et al. (1985) vzorec:

$$CSTAT = \ln(\lambda_3/\lambda_1) \quad (7)$$

Ak CSTAT $\geqslant 6$, prvky sú usporiadané veľmi výrazne, ak $4 \leqslant CSTAT < 6$, prvky sú usporiadané výrazne, ak $2 \leqslant CSTAT < 4$, usporiadanie prvkov je mierne a napokon ak $CSTAT < 2$, ide o nevýrazné usporiadanie prvkov v danom súbore.
Vývojový diagram programu STAT je uvedený na obr. 3.

Vstupné údaje a forma výstupu

Program STAT interaktívne komunikuje s užívateľom, pričom zadávanie vstupných dát je evidentné z oznamov na termináli. Maximálny počet spracovávaných meraní v súbore je 2 500, minimálny počet nie je programovo obmedzený. Aby však bol výsledok štatisticky významný, odporúča sa spracovávať súbory s minimálne 30 meraniami.

Tlač výsledku obsahuje hlavičku so základnými údajmi o danom súbore, vstupné hodnoty, výsledok testu uniformity, stupeň prednostnej orientácie, vymedzený typ rozdelenia a mieru usporiadania prvkov v ňom. Pokiaľ bolo vymedzené zhlukové, prípadne

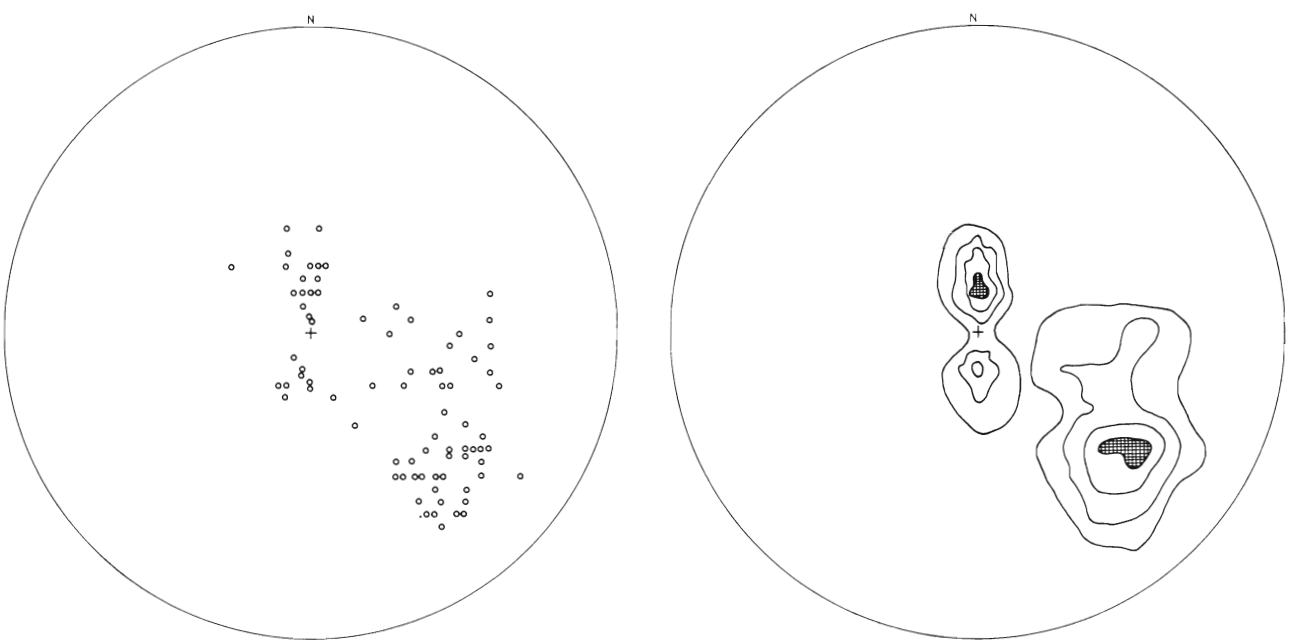
TAB. 1
Štatistická analýza súboru 1/P
Statistical analysis of the 1/P data set

Lokalita: Novoveská Huta. Typ štruktúrnych dát: plochy ss.
Počet meraní: 86,
Vstupné hodnoty:

152/62, 192/73, 158/71, 190/83, 204/77, 176/76, 352/62, 123/20,
12/73, 3/63, 176/76, 355/84. 9/74, 6/81, 314/64, 91/70,
199/76, 356/80, 2/79, 349/69, 184/79, 9/77, 11/86, 80/38
181/79, 7/74, 1/86, 357/78, 349/72, 352/79, 146/24 78/75,
126/37 105/36, 141/30, 139/39, 126/34, 137/25, 142/46, 89/41,
120/49. 128/40, 146/34, 140/26 94/41 122/31. 91/50, 146/29,
103/55, 82/63 116/62, 74/65. 91/51, 96/46, 111/51, 122/31
105/56, 99/39, 126/31. 144/45, 142/40, 126/38, 146/50, 120/40,
141/42. 131/40, 126/70, 138/36, 135/45, 148/45, 107/50, 140/36,
120/35, 129/29, 129/46, 112/61, 134/28. 124/60, 129/46, 139/26,
121/43. 116/46, 108/68, 95/49, 113/28, 145/31

Charakteristické čísla:

$\lambda_1 = 3{,}4135$; $\lambda_2 = 15{,}015$; $\lambda_3 = 67{,}5661$
Test uniformity.
$R = 75{,}8226$; $R_{\%} = 76{,}35$
Rozdelenie dát v súbore nie je uniformné.
Test rozdelenia dát:
$AK = 1{,}0153$; $CSTAT = 2{,}9953$.
Predpokladá sa prechodné pásmovo-zhlukové rozdelenie.
Dáta sú mierne prednostne usporiadané.
Test sférickej disperzie.
$S = 0{.}1182$.
Ide o polymodálne rozdelenie.
Výpočet sa robil na hladine významnosti 0,05.



Obr. 4. Bodový diagram a tektonogram (izolínie 1 — 3 — 6 — 9 %) hodnôt spracovaných v tab. 1. a — bodový diagram, b — tektonogram.
Fig. 4. Point chart and tectonogramme (isolines 1 — 3 — 6 — 9%) of the values from Tab. 1. a — point chart, b — tectonogramme.

prechodné pásmovo-zhlukové rozdelenie, tlač výsledku obsahuje i sférickú disperziu a informáciu, či ide o unimodálne, resp. polymodálne rozdelenie. Nakoniec je vytlačená hladina významnosti, na ktorej sa robil výpočet. Výstup je orientovaný na riadkovú tlačiareň. Pri bežne spracovávaných súboroch (do 1 000 meraní) trvá výpočet maximálne 2 minúty.

Príklad výstupu programu STAT uvádza tab. 1. Analyzovali sa plochy vrstevnatosti v širšom okolí Novoveskej Huty. Kvôli porovnaniu sú vstupné hodnoty vynesené i v bodovom diagrame a tektonograme (obr. 4).

Záver

Štatistické testovanie súborov uhlových premenných by malo byť podľa nášho názoru prvou fázou ich vyhodnotenia. Na základe neho navrhujeme vybrať ďalšiu vhodnú metódu spracovania analyzovaného súboru. Prvoradý význam má pritom vymedzený typ rozdelenia dát. Ak bolo vymedzené zhlukové unimodálne rozdelenie, je najvhodnejšou metódou ďalšieho spracovania konštrukcia tektonogramov. Pri pásmovom rozdelení je vhodné súbory ďalej spracovávať v bodových diagramoch s vynesením π-pólu a π-oblúku. V prípade, že testovaním bolo stanovené prechodné pásmovo-zhlukové alebo zhlukové polymodálne rozdelenie, navrhujeme pri ďalšom spracovaní využiť metódy združovacej analýzy (Bláha, 1987).

Literatúra

Bláha, P. 1987: Združovanie uhlových meraní na počítači. *Miner. slov., 19, 85—89.*

Griffis, R. A., Gustafson, S. J., Adams, H. G. 1985: PETFAB: User-considerate FORTRAN-77 program for the generation and statistical evaluation of fabric diagrams. *Comp. and Geosci., 11, 369—408.*

Mardia, K. V. 1972: Statistics of directional data. *New York, Academic Press, 357 s.*

Rock, N. M. S. 1987: ANGLE: A FORTRAN-77 package to perform one-sample uniformity tests, two- and multisample tests on two-dimensional orientation data. *Comp. and Geosci., 13, 185—208.*

Sander, B. 1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I., II. Teil. *Wien, Springer Verlag, 409 s.*

Wallbrecher, E. 1978: Ein Cluster-Verfahren zur richtungsstatistischen Analyse tektonischer Daten. *Geol. Rdsch., 67, 840—857.*

Wallbrecher, E. 1979: Methoden zum quantitativen Vergleich von Regelungsgraden und -formen strukturgeologischer Datenmengen mit Hilfe von Vektorstatistik und Eigenwert Analyse. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159, 113—149.*

Wallbrecher, E. 1986: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. *Stuttgart, F. Enke Verlag.*

Rajlich, P. 1980: Analýza orientovaných dat v geologii. *Praha, ÚÚG.*

Routine for testing spatial distribution pattern of angle measurement data set using personal computer

The article introduces statistical tests of angle measurement data sets which should represent the first phase of structural interpretation. Angle measurement data are assumed to represent unite vectors in three-dimensional space (Fig. 1). The test uses vector statistics and the analysis of characteristic matrix numbers.

The Rayleigh's uniformity test (Rayleigh in Mardia, 1978) is realized as the first step and then the degree of set preferred orientation is evaluated (Wallbrecher, 1978). In the case that the hypothesis of uniformity is rejected, the distribution pattern and the degree of preferred orientation in this pattern are computed (Griffis et al., 1985).

According to the results of this testing the further suitable method of processing is decided or an exact comparison is made between the single data sets what is better than the hitherto used visual comparison of tectonograms.

The computerized solution uses the STAT routine written for this task. The flow chart is indicated in Fig. 3. The routine is written in GBASIC and used the PP-01 personal computer. Computed data sets represented megascopic structural data but it may be successfully applied also in any other branch of geology, or even in other scientific research, for the evaluation of angle measurement data.

Mineralia slovaca, 22 (1990), 189—190

AKTUALITA

Výskyt rumelky a Hg-tennantitu pri Vyšnom Klátove

DUŠAN PETEREC

Geologický prieskum, š. p., Garbanova 1, 040 11 Košice

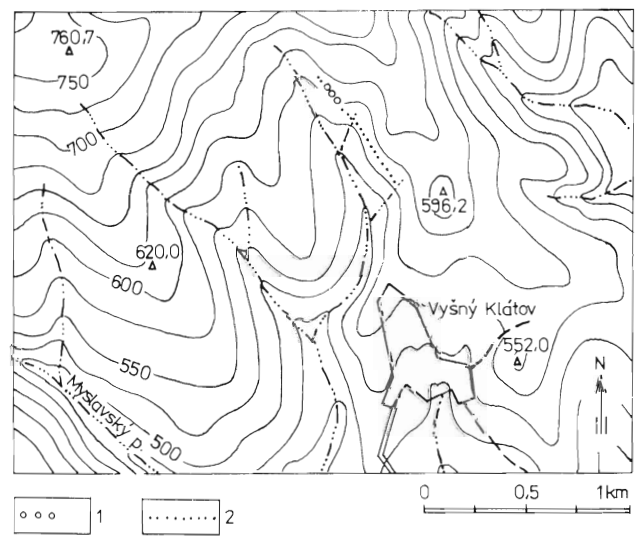
(Doručené 28. 8. 1989)

The occurrence of cinnabar and Hg tennantite near Vyšný Klátov, Eastern Slovakia

Hg mineralization near Vyšný Klátov (the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.), represented by cinnabar and Hg tennantite, is the easternmost occurence of this type of mineralization in the Rakovec ore zone of Gemericum. Contrary to well known veins with similar mineral composition from the surroundings of Rudňany, Žakarovce a Košické Hámre, where Hg tetrahedrites occur, Hg mineralization near Vyšný Klátov is interesting for the occurence of Hg tennantite, which contains up to 22.25 % Hg.

Počas geologického mapovania, ktoré sa vykonáva v rámci projektu SGR-geofyzika, sme cca 1 km SSZ od Vyšného Klátova (obr. 1) zistili prejavy Hg mineralizácie, tvorenej rumelkou a Hg-tennantitom. Svojím vysokým obsahom Hg je tento výskyt Hg-tennantitu v súčasnosti ojedinelý v Spišsko-gemerskom rudohorí. Hg mineralizácia je viazaná na žilnú, resp. žilníkovú štruktúru a jej bezprostredné okolie. Štruktúra má smer SZ—JV a jej celkovú dĺžku na základe vymapovaných úlomkov kremeňa a limonitizovaných karbonátov odhadujeme na cca 500 m. Bezprostredné okolie štruktúry tvoria amfibolity a fuchsitovo-kremeňovo-karbonátové horniny. Podobné horniny z okolia rudnianskych žíl radí Ivan in Cambel, Jarkovský a kol. (1985) k metasomatitom listvenitovo-berezitovej formácie. V sz. časti bola štruktúra overovaná tromi stareckými pingami v dĺžke cca 30 m. Najväčšia pinga má priemer 8 m. Na rudných vzorkách z týchto píng sme študovali minerálne zloženie, ktoré v prevažnej miere pozostáva z bieleho, bieloružového, stredne- až hrubokryštalického Fe-dolomitu, ktorý má takéto chemické zloženie (v hm. %): CaO — 29,51, MgO — 16,58, FeO — 8,61, MnO — 1,09, CO_2 — 44,21 a jeho kryštalochemický vzorec je: $Ca_{1,03}(Mg_{0,82}Fe_{0,24}Mn_{0,03})_{1,09}(CO_3)_2$. Fe-dolomit tmelí aj zbrekciovatené okolie štruktúry. Okrem Fe-dolomitu je v menšej miere zastúpený aj kremeň a chlorit. Z rudných minerálov pozorujeme hematit, pyrit, chalkopyrit, tennantit a rumelku, zo sekundárnych minerálov je prítomný limonit, covellín a chalkozín.

Hg zrudnenie je reprezentované rumelkou a Hg-tennantitom. Rumelka je najmladším sulfidickým minerálom. Často obsahuje drobné uzavreniny chalkopyritu (obr. 2) a hojne impregnuje žilovinu a jej okolie. Makroskopicky ju zreteľne pozorujeme najmä na kontrastne bielom Fe-dolomite, v ktorom vytvára zhluky krvavočervenej farby veľké do 2 mm. Častejšie vystupuje vo forme šupiniek a povlakov na plochách štiepateľnosti v dolomite. Dve kusové vzorky, z ktorých prvú možno považovať za reprezentatívnu a druhú za vzorku s maximálnym obsahom impregnovanej rumelky, obsahovali 0,125 a 0,658 % Hg (analyzované v stredisku analytickej geochémie Geologického prieskumu, š. p., v Spišskej Novej Vsi).



Obr. 1 Situačná mapa výskytu Hg zrudnenia. 1 — miesta odberu vzoriek s Hg zrudnením. 2 — predpokladaný priebeh žilnej štruktúry.

Fig. 1 Situation map of Hg mineralization occurrences. 1 — places of sampling of samples with Hg mineralization. 2 — assumed course of vein structure.

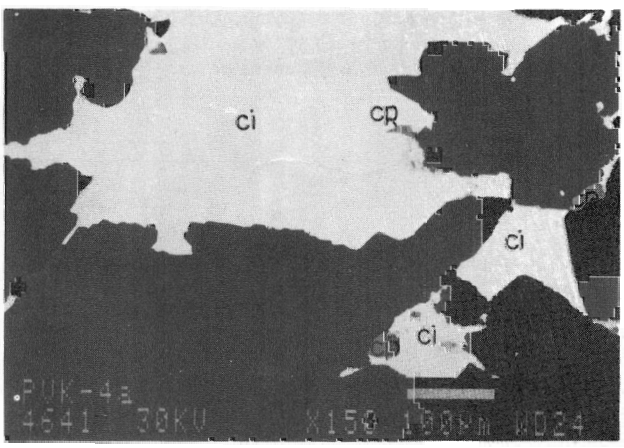
Hg-tennantit je zriedkavým minerálom. Úzko asociuje s rumelkou, často ho pozorujeme s uzavreninami hematitu (obr. 3). Vytvára zrná rádovo 0,X až 0,0X mm veľké. Obsahuje vysokú izomorfnú prímes Hg, až 22,25 %, čo je viac ako najvyššie zistené obsahy Hg v tetraedritoch z Rudnian, kde sa podľa Varčeka in Bartalský (1973) pohybujú obsahy Hg od stôp do 17,27 % a podľa Rojkoviča in Cambel, Jarkovský a kol. (1985) od 0,0 do 19,8 %. Tennantit bol analyzovaný rtg mikroanalyzou na prístroji JXA 5A Jeol, analytik Caňo (tab. I).

Napriek častým výskytom Hg-tetraedritov najmä v gemeriku (Nižná Slaná, Mlynky, Závadka, Poráč, Zlatník, Rudňany, Slovinky, Košické Hámre, Rožňava, Krásnohorské Podhradie a inde) výskyty Hg-tennantitov u nás nepoznáme. Vzácne výskyty Hg-tennantitov opisuje

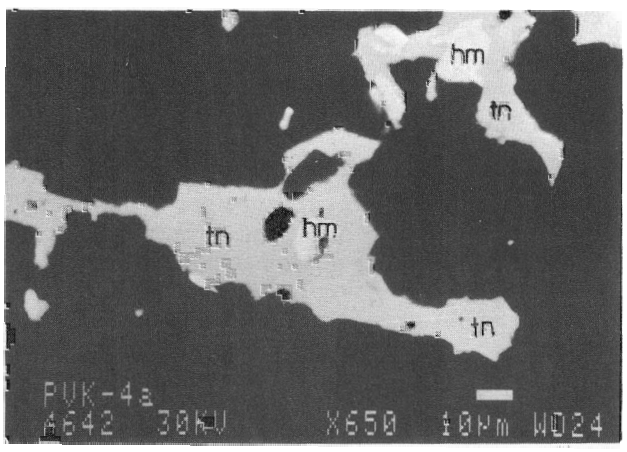
TAB. 1
Chemické zloženie tennantitu (v hm. %)
Chemical composition of tennantite (in wgt. %).

Č. an.	Lokalita	S	Cu	Ag	Fe	Hg	As	Sb	Zn	Spolu
1	V. Klátov	24,03	35,56	0,18	0,56	22,25	16,44	1,08	—	100,10
2	V. Klátov	23,64	34,94	0,23	0,61	21,79	15,81	1,59	—	98,61
3	Čazadýr	23,20	35,60	—	0,40	20,90	12,80	6,48	0,31	99,70
4	Tjuťo	23,30	35,10	0,58	0,14	21,40	10,50	10.40	0,25	101,70

Kryštalochemické vzorce:
1 $(Cu_{9.76}Ag_{0.07})Fe_{0.17}Hg_{1.91})_{11.8}(As_{3.80}Sb_{0.16})_{3.96}S_{13}$
2 $(Cu_{9.88}Ag_{0.04})Fe_{0.19}Hg_{1.91})_{11.82}(As_{3.77}Sb_{0.23})_{3.95}S_{13}$



Obr. 2. Rumelka (ci) s uzavreninami chalkopyritu (cp).
Fig. 2. Cinnabar (ci) with inclusions of chalcopyrite (cp)



Obr. 3. Tennantit (tn) s uzavreninami hematitu (hm).
Fig. 3. Tennantite (tn) with inclusions of haematite (hm).

Vasiliev a Lavrentev in Spiridonov (1985) z lokality Čazadýr a Tjuťo (tab. 3), ktoré sa však od Hg-tennantitov z Vyšného Klátova líšia vyšším zastúpením Sb v pozícii X (tab. 1) zo vzorca $Me^{1+}_{10}\ Me^{2+}_{2}\ X^{3+}_{4}\ Y^{2-}_{13}$, kde Me^{1+} = Cu, Ag; Me^{2+} = Fe, Zn, Cu, Hg, Cd; Y = S, Se; X = As, Sb, Bi, Te. Na vzájomnom pomere prvkov (v pozícii X) je založená aj klasifikácia minerálov zo skupiny tetraedritu.

Vo východnej časti rakoveckého príkrovu, resp. rakoveckej rudnej zóny medzi Košickou Belou a Vyšným Klátovom je známy väčší počet karbonátovo-kremeňových žíl a barytových žíl s hematitom, Cu mineralizáciou ± Hg mineralizáciou, z ktorých je výskyt pri Vyšnom Klátove najvýchodnejší a dopĺňa priestorový obraz o rozmiestnení Hg zrudnenia v tejto rudnej zóne. Na rozdiel od známejších žíl s podobným minerálnym zložením v rakoveckej rudnej zóne z okolia Dobšinej, Rudnian, Žakaroviec a Košických Hámrov, kde sú známe Hg-tetraedrity, je Hg zrudnenie pri Vyšnom Klátove zaujímavé výskytom Hg-tennantitu.

Literatúra

Bartalský, J. et al. 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Cambel, B., Jarkovský, J. a kol. 1985: Rudnianske rudné pole. *Bratislava, Veda, 363 s.*

Spiridonov, E. M. 1985: O vidach i raznovidnostiach bleklych rud i racionaľnoj nomenklature mineralov grupy. Nekatorije zamečanija ob uslovijach obrazovania bleklych rud. *Tr. Mineral. Muzeja AN SSSR, 33, 128—146.*

Mineralia slovaca, 22 (1990), 191—192

AKTUALITA

K rozšíření magnetického zdroje v podloží neogénu na východním Slovensku

IVAN GNOJEK

Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

(Doručené 31. 7. 1989)

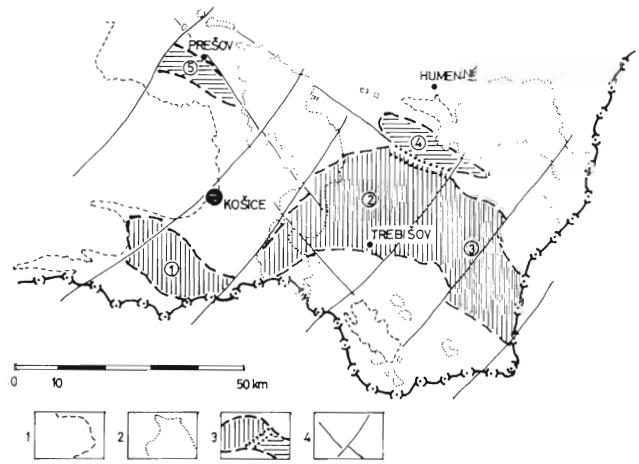
Areal extent of the basement magnetic source in SE Slovakia

The large magnetic anomaly revealed at the beginning of the 1960s and covering a substantial part of the Eastern Slovakian Lowland has been interpreted as a response of a basement basic or ultrabasic body situated between the Slánské vrchy Mts. and (approximately) the Czechoslovak /Soviet border. The evaluation of the new set of airborne magnetic maps including derived maps suggests the continuation of this basement magnetic body further to SW, under the neovolcanics of the southern part of the Slanské vrchy Mts. Consequently, a problem of relations between this enlarged basement body and the other neighbouring basement sources arises.

Východoslovenskou regionální magnetickou anomálii mezi Slanskými vrchy a hranici s SSSR odhalil počátkem 60. let Man (1961), který již tehdy správně hledal její původ v horninách předterciérního podloží pánve. Pak přitahovala pozornost řady interpretátorů. Připomeňme z nich alespoň Pospíšila (1980), který při interpretaci tíhového pole zde vystoupil s možností diapiru plášťových hmot, s nimiž dává do souvislosti jak magnetické horniny v podloží pánve v hloubce od 6 do 11 km, tak i miocenní vulkanismus oblasti. Tomek (1981) přišel s námětem příslušnosti magnetického zdroje k zempliniku nebo jeho podloží, kterým může být severoevropská platforma.

Naposledy se podrobněji anomálním magnetickým polem východoslovenské nížiny zabýval Gnojek (1987), kterého přiměly k reinterpretaci výsledky vrtu Zbudza-1, jenž jako prvý objevil v. od Slanských vrchů silně magnetický serpentinizovaný pyroxenit (Magyar et al., 1986) v předterciérním podloží v hloubce 2 730 až 2 900 m, jakož i názory Mořkovského a Čverčka (1986) na ně. Výsledkem Gnojkovy kvantitativní interpretace jsou dva modely řešení vztahu zdejších dvou dílčích anomálií, t. j. zbudzanské (s mělčím zdrojem zastiženým vrtem a sečovecké (s hlubším zdrojem dosud vrtně nedostiženým). Obě modelová řešení jsou zřetelně tektonicky stylizovaná s ohledem na nejvýraznější dosud známé disjunktivní fenomény v tomto území. Tato interpretace byla provedena v rovině vertikálního řezu podél 37 km dlouhého profilu mezi jv. okrajem Trebišova (JJZ) a jv. okrajem Humenného (SSV). Interpretace se však příliš nezabývala otázkou plošného rozšíření zdroje, které je ve většině zatímních map a schémat oblasti uváděno ve Filově pojetí, t.j. jako eliptický útvar s delší osou přibližně mezi Sečovcemi a Pavlovcemi n. U. (Pospíšil a Filo, 1977).

Netradiční pohled na územní rozšíření podložního zdroje východoslovenské magnetické anomálie přineslo studium nově vyhotovených odvozených aeromagnetických map. Na mapách analytického pokračování pole do vyšších úrovní — 300 m, 600 m a 1 000 m nad terénem — se totiž postupně vytrácejí severní záporná minima výrazných magnetických anomálií vulkánů Bogota, Hradisko i Bradlo. zachovávají až zesilují se kladné části jejich anomálií a naznačuje se souvislost podložní anomálie sečovecké s anomálním polem j. části vulkanitů Slanských vrchů



Obr. 1. Předpokládané plošné rozšíření podložních magnetických zdrojů na jv. Slovensku. 1 — kontura předterciérních útvarů na povrchu, 2 — kontura neovulkanitů na povrchu, 3 — zdroj magnetických anomálií v předterciérním podloží: ① — zdroj komárovecké anomálie (ultrabazika ve vrtu Ko-1), ② — zdroj sečovecké části východoslovenské anomálie (vrtně neověřen), ③ — zdroj velkokapušanské části východoslovenské anomálie (vrtně neověřen), ④ — zdroj zbudzanské anomálie (ultrabazika ve vrtu Zbudza-1. ⑤ — zdroj bzenovské anomálie (vrtně neověřen); 4 — zlomy.

Fig. 1. Assumed areal extent of the basement magnetic sources in the SE of Slovakia. 1 — outcropping pre-Tertiary basement, 2 — outcropping neovolcanics, 3 — basement magnetic sources: ① — the Komárovce basement source (ultrabasic body proved by the borehole Ko-1), ② — the Sečovce part of the East Slovakian basement source (so far not proved by drilling), ③ — the Veľké Kapušany part of the East Slovakian basement source (so far not proved by drilling), ④ — the Zbudza basement source (ultrabasic body proved by the borehole Zbudza-1), ⑤ — the Bzenov basement source (so far not proved by drilling); 4 — faults.

Hypotéza předpokládající pokračování podložního zdroje pod j. část vulkanitů Slanského pohoří byla proto testována výpočtem účinku subhorizontálního, 1 km mocného tělesa o susceptibilitě 50 000 . 10^{-6} j. SI v hloubce 5 až 6 km.* Bylo zjištěno, že takovéto těleso vyvolá kladnou anomálii ΔT 30 až 50 nT (50 nT v blízkosti své j. hrany). Tato anomální hodnota pak může představovat regionální složku pole, která v j. části Slanských vrchů zvedá anomální účinky vulkánů do vyšších kladných hodnot a potlačuje velikost jejich severních pólů (minim).

Vzhledem k vysokému zastíracímu magnetickému účinku vulkanitů nemáme zatím přesnější představu o prostorové pozici podložního zdroje pod vulkanity. Nachází-li se však v menších hloubkách než 5 km, což není vyloučeno zejména v jz. částech území, a má-li přitom nižší průměrnou susceptibilitu, zůstane jeho účinek velmi podobný zde uvažované amplitudě 30 až 50 nT.

Nově předpokládané plošné rozšíření subhorizontálního, 1 km (i více) mocného zdroje bazického, místy až ultrabazického charakteru na jv. Slovensku znázorňuje obr. 1. Z něj vyplývá, že tento podložní zdroj je pravděpodobně uložen pod j. částí vulkánu Strechový vrch a dále pod vulkány Bogota, Hradisko i Bradlo. Na z. okraji vulkánu Bradlo (v okolí obce Ždaňa) se pak dostává do značné blízkosti zdroje tzv. komárovecké magnetické anomálie, ověřené vrtem Ko-1 jz. od Košic, který v prostoru obce Seňa ukončujeme na jz.-sv. tektonické linii. Není dosud známo, do jaké míry a čím vším spolu souvisí zdroj anomálie komárovecké se zdrojem sečovecké a veľkokapušanské části východoslovenské podložní magnetické anomálie.

* Magnetickým modelováním podložního zdroje podél profilu Trebišov —Humenné s mírně sníženou průměrnou magnetickou susceptibilitou pyroxenitu z vrtu Zbudza-1, t.j. 100 000 . 10^{-6} j.SI, bylo získáno vyhovující řešení, které naznačuje podložní zdroj jako téměř horizontální těleso v hloubkovém intervalu 6 až 7 (7.5) km.

Literatura

Gnojek, I. 1987: Příspěvek k interpretaci magnetického pole východoslovenské nížiny. In: Grecula, P., Egyűd, K. a Varga, I. (red.): Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. *Sborník II. geol. dni J. Slávika, GP Spiš. Nová Ves.*

Magyar, J., Rudinec, R., Řeřicha, M, Smetana, J., Tlumač, G., Geci, M., Jánoštíková, H., Krištek, J., Praščák, L. a Stankovská, A. 1986: Výročná správa prieskumného závodu Michalovce o výsledkoch geologicko-vyhľadávacích a prieskumných prác za r. 1985. *Manuskript — Moravské naftové doly Hodonín.*

Man, O. 1961: Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu ve VSN v r. 1960. *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Mořkovský, M. a Čverčko, J. 1986: Magnetické anomálie v podloží neogénu Východoslovenské nížiny. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Pospíšil, L. a Filo, M. 1977: Výsledky interpretácie geofyzikálnych anomálií v strednej časti Potiskej nížiny. *Geol. Průzk., XIX, 9, 270—272.*

Pospíšil, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. *Mineralia slov., 12, 421—440.*

Tomek, Č. 1981: Některé problémy interpretace geofyzikálních anomálií na východním Slovensku. In: Grecula, P. (red.): Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Západných a Východných Karpát. *Sborník I. geol. dni J. Slávika, GP Spišská Nová Ves.*

GEOLOGICAL SURVEY

State Enterprise

SPIŠSKÁ NOVÁ VES

Czech and Slovak Federative Republic

The Geological Survey State Enterprise in Spišská Nová Ves has more than 30 years of tradition in prospection and exploration of mineral raw deposits, in hydrogeology and engineering geological work. The enterprise is modern continuer of rich traditions in mining and exploration reaching far into medieval times of Slovakia. Even in this time exploration is being realized in Banská Štiavnica where the first Mining Academy in Europe has been founded.

Complexity represents the leading principle in our activites:

- *Geological work from prospection through exploration to resource and reserve assessment and calculation together with economic assessment of solid mineral raw materials*
- *Assessment of drinking water resources and reserves including their development and supply of necessary equipment*
- *Execution of engineering geological work including maintenance*

The enterprise is engaged in the following activities:

- *All work related with prospection and exploration of mineral deposits in accordance with the customer's wish*
- *Geological expertises and reports*
- *Project design and engineering activity in its execution*
- *Geological mapping in various scales, land surveying*
- *Evaluation and reporting on all kinds of geological activities*
- *Laboratory work (all kinds of chemical analysis, technological tests of raw materials, geotechnical tests, chemical and bacteriological tests of water)*
- *Core drilling from 5 to 2,000 m final depth*
- *Hydrogeological wells including water pumping and supply*
- *Drilling for engineering geological tests and purposes, bored micropiles, maintenance of land and building units*
- *Mining and underground workings (adits, raises, pits and ditches)*
- *Machinery equipment supply for drilling, mining and underground works*

The enterprise has 2,800 employees from which 600 persons with university degree, most of them high qualified specialists of their branches.

Most of our activities are realized in Czechoslovakia but several contracts are being in progress abroad (Nigeria, Zambia, South Yemen, Mongolia, Vietnam, Argentina, Chad, Algeria, Yugoslavia, Cuba a.o.). Our specialist have been engaged in 18 states and machinery equipments have been exported into 10 countries. A proof of quality is our collaboration with UNO, namely with UNIDO programme in third countries.

The over 30 years of experience and the high professional qualification of the personnel are garanties that our activities for your needs will be done in high quality.

Single activities of the Enterprise will be presented in further issues. In the case of your interest, further details together with more specialized offers and prices may be obtained on the mailing address:

Geologický prieskum, š.p.
Markušovská cesta
052 40 Spišská Nová Ves
Czechoslovakia

MINERALIA SLOVACA 49 374

Ročník/Volume 22 Číslo/Number 2 Máj/May 1990

OBSAH CONTENTS

Pavol Grecula, Daniel Návesňák, Boris Bartalský, Ľubomír Gazdačko, Zoltán Németh, Jozef Ištván, Peter Vrbatovič

Strižné zóny a oblúkovitá štruktúra gemerika **97** Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians

Pavol Grecula, Daniel Návesňák, Boris Bartalský

Strižné zóny a typy deformácií rudných žíl gemerika **111** Shear zones and types of deformations of ore veins in Gemericum. Western Carpathians

Ľudovít Kucharič, Andrej Steiner, Ján Mikuška

Geofyzikálna detekcia a interpretácia strižných zón Spišsko-gemerského rudohoria **123** Geophysical detection and interpretation of the shear zones of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Tibor Sasvári

Kinematika vývoja žilných štruktúr severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria **131** Kinematics of the development of vein structures in the northeastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia

Miroslav Coubal

Komprese na zlomech — příklad z české křídové pánve **139** Compression along faults: example from the Bohemian Cretaceous Basin

Rostislav Melichar

Střižné zóny v magmatických horninách **145** Shear zones in igneous rocks

Tamara Sidorinová

Vztah metamorfózy a střižných zón na příkladě severní části keprnické klenby **149** Relation of metamorphosis to shear zones in the northern part of the Keprník anticlinal dome

Jozef Salaj

Geologická stavba bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií **155** Geological structure of the Klippen and Periklippen zones in the Middle Váh river valley and lithological classification of Cretaceous sediments from the newly defined sequences

Ján Nemčok, Rudolf Rudinec

Čergov — jedna z kľúčových roponádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska **175** The Čergov Mts. — one of key areas of the Flysch Belt in Eastern Slovakia as to the oil content

Róbert Marschalko

Pripomienky k diskusnému článku J. Nemčoka a R. Rudinca: Čergov — jedna z kľúčových roponádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska **177** Comments on discussion paper of J. Nemčok and R. Rudinec: The Čergov Mts. — one of key areas of the Flysch Belt in Eastern Slovakia as to the oil content

Ján Nemčok, Rudolf Rudinec

Poznámky k diskusii R. Marschalka k článku J. Nemčoka a R. Rudinca: Čergov — jedna z kľúčových roponádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska **178** Remarks to the R. Marschalko's discussion to the J. Nemčok's and R. Rudinec's paper: The Čergov Mts. — one of key areas of the Flysch Belt in Eastern Slovakia as to the oil content

Silvester Šály, Ján Bienik

Interpretácia karotážnych meraní na ložisku Ždánice-kryštalinikum 1 **179** Interpretation of well logging measurements in the Ždánice 1 pool in crystalline rocks

Petr Bláha, Vladimír Bláha

Program testovania usporiadanosti súborov uhlových meraní na osobnom počítači **185** Routine for testing spatial distribution pattern of an angle measurement data set using personal computer

AKTUALITY NEWS

Ľudmila Rojkovičová

Výskyt valleriitu v Štiavnických vrchoch **184** Occurrence of valleriite in the Štiavnické vrchy Mts.

Dušan Peterec

Výskyt rumelky a Hg-tennantitu pri Vyšnom Klátove **189** The occurrence of cinnabar and Hg tennantite near Vyšný Klátov, Eastern Slovakia

Ivan Gnojek

K rozšíření magnetického zdroje v podloží neogénu na východním Slovensku **191** Areal extent of the basement magnetic source in SE Slovakia

ZO ŽIVOTA SGS **154** THE SOCIETY'S LIFE