GEOLOGICKÉ PRÁCE

8
3927
AP

SPRÁVY 57

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1971

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Edita Brestenská, prof. RNDr. Bohuslav Cambel, DrSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, CSc. (predseda redakčnej rady), Ing. Ján Slávik, CSc., RNDr. Laurenc Snopko, CSc.

Redigoval
Prof. RNDr. Michal Maheľ, DrSc.

Matariály z 1. tektonickej konferencie ktorá sa konala v dňoch 16. XI. — 18. XI. 1970 v Smoleniciach

Papers of the Ist Tectonic Conference in Smolenice, 16th November — 18th November 1970

© Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1971

OBSAH — CONTENTS — INHALT

Predslov 7

Tektonické štýly

1. Jaroš J.: Tectonic styles — Tektonické styly, obecná proble-
matika 9
2. Orel P.: Problem defi — ...m of the definition
of the "style" in geolo 39
3. Maheľ M.: Základné — ...naridách
— Die grundlegend... ...den 43
4. Beneš K.: Strukt...
features of the pl...
5. Pouba Z.: Kle...
of the East Su...
6. Dvořák J.:
styly, vliv z...
7. Orel P.: V
Nízkého ...
structur...
tains
8. Rajl...
části
ma...
9. K
t
10.

styles of the original area from the Krízňa nappe 137
14. Roth Z.: Der tektonische Stil in der Godula—Teildecke der Mährisch-schlesischen Beskiden — Tektonický styl v godulském dílčím příkrovu Moravsko-slezských Beskyd 143
15. Jurková A.: Vývoj badenské čelní hlubiny v Moravské bráně a na Ostravsku — Die Entwicklung der badener Vortiefe im Raum der Mährischen Pforte und Gebiet von Ostrava 155

Zlomy

1. Maheľ M.: K zlomovej tektonike Západných Karpát — Zur Bruchtektonik der Inneren Westkarpaten 161
2. Zeman J.: Některé aspekty genetické klasifikace hlůbinných zlomů v Českém masívu — Beitrag zur genetischen Klassifikation der Tiefenbrüche in der Böhmischen Masse 175
3. Beránek B.: Přínos hlubinného seismického sondování pro vyhledávání hlubokých zlomů — Beitrag der seismischen Tiefensondierungen für das Aufsuhen der tiefen tektonischen Störungen 189
4. Filo M. — Šefara J.: Tektonika Spišsko-gemerského rudohoria a jej zobrazenie v geofyzikálnych mapách — Tectonics of Wider Surroudings of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and its Representation in Geophisical Maps 197
5. Snopko L.: Priebeh bridličnatosti v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria — The course of schistosity in the Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie mountains 207
6. Reichwalder P.: Rožňavská zlomová zóna a jej vzťah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze — Die Rožňava—Bruchzone und ihre Beziehung zur Sedimentation, Magmatismus und Metamorphose 215
7. Varga I.: Vzťahy lubenícko-margecianskej línie, rožňavskej línie a štítnického zlomu — Relations of the Lubeník—Margecany Overthrust, Line Rožňava reverse Fault and Štítnik Slip Fault 223
8. Vozár J.: Zlomy a ich vzťah k permskému vulkanizmu chočskej jednotky Západných Karpát — Brüche und ihre Beziehung zum Perm-Vulkanismus der Choč-Einheit in den Westkarpaten 231
9. Zbořil L. — Konečný V. — Filo M.: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahu medzi tektonikou a vulkanizmom v centrálnej časti Západných Karpát — Contribution of Geophysics to the enlightment of the relationship between Tectonics and Volcanism in the central part of the West Carpathians Mountains 239
10. Dvořák J.: Důkaz existence pohybu po příčných zlomech během plastické deformace 265

Vrásnivé procesy — fázy

1. Maheľ M.: Vrásnivé procesy v alpidách — Folding Processes in the Alpides . . 267
2. Malkovský M.: Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu v závislosti na vrásnivých fázích v Alpách a Karpatech — Tektogenese der Tafeldecke der Böhmischen Masse in Abhängigkeit von den Faltungspohasen in den Alpen und Karpaten 307
3. Zeman J.: Datování vrásnění podle změn sedimentace uhlonosného karbonu v ostravsko-karvinském revíru — Die Sedimentationsänderungen im mährisch-schlesischen Karbon als ein Mittel der Faltungsphasendatierung 319

4. Grecula P.: K problematike kaledónskeho vrásnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí — On the Question of the Caledonian Folding in Spišsko-gemerské rudohorie 331
5. Abonyi A.: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od štítnického zlomu — The stratigraphical-tectonical Evolution of the Gemeride Carboniferous 339
6. Varga I.: Prejavy hercýnskych orogénnych fáz vo vývoji permu gemeríd — Effects of hercynian orogen Phases on the Evolution of Permian in the Gemerides 349
7. Náprstek V.: Odraz tektonických fází ve vývoji hraničních vrstev verrucana a werfenu sz. od Banské Bystrice — Influences of tectonic Phases upon the verrucano-werfenian boundary Series NW of Banská Bystrica. 361
8. Nemčok J.: Prejavy ilýrskej fázy vrásnenia vo flyši vých. Slovenska — Results of Illyrian Phase in East-Slovakian Flysch 369
9. Jurková A.: Oscilace paleozoika v miocenní čelní hlubině na Ostravsku a její vztah k fázím alpinského vrásnění — Die Vertikalbewegungen der paäeozoischen Oberfläche in der miozänen Vortiefe Nordost-Mährens und ihre Beziehung zu den alpidischen Faltungsphasen 379

PREDSLOV

Predkladané číslo časopisu je v podstate súborom referátov z vedeckej konferencie, ktorá sa konala v Domove vedeckých pracovníkov v Smoleniciach 16.—18. XI. 1970. Toto vedecké podujatie organizoval a riadil výbor, zložený zo zástupcov všetkých významnejších geologických ústavov v ČSSR, na čele s členom korešpondentom ČSAV prof. RNDr. Michalom Mahelom, DrSc. ako predsedom a RNDr. Petrom Reichwalderom, CSc. ako tajomníkom, za finančnej podpory GÚDŠ a SAV. Zúčastnilo sa na nej asi 130 geológov, medzi nimi celý rad popredných predstaviteľov československej vedy, a hostia — významní tektonici z Bulharska, Poľska, Maďarska, Juhoslávie a Rakúska. Program bol zameraný na tri témy: tektonické štýly, zlomy a fázy vrásnivých procesov. Veľký záujem o jednotlivé problémy a živá diskusia potvrdili aktuálnosť týchto tém. Všetky tri témy súvisia so zostavovaním tektonických máp, a to dokonca so základnými princípmi. Referáty a diskusie ukázali, že riešenie predložených problémov ovplyvní syntézu väčších i menších regionálnych celkov a aplikovanú geológiu, napr. ložiskové problémy.

Podnetom k zvolaniu konferencie bola redakcia tektonickej mapy karpatobalkánskych krajín, ktoré patria do oblasti mladej, alpínskej tektoniky; konferencia potvrdila, že je správne zaoberať sa touto problematikou nielen v Karpatoch, ale i v Českom masíve. Český masív a Západné Karpaty sú dva úplne rozvinuté, štýlovo odlišné systémy, ktoré poskytujú možnosť riešiť mnoho otázok v okruhu zvolených tém na širšej základni, a tak dosiahnuť výsledok všeobecnejšej platnosti.

Zvolené tri témy — tektonické štýly, zlomy, vrásnivé procesy — i keď každá má osobitnú problematiku, navzájom úzko súvisia, dopĺňajú sa a pri výskume ich nemožno od seba oddeliť. Kým tektonický štýl zahrňuje zákonitosti formy alebo architektúry jednotlivých geologických celkov, zlomy sú činiteľom vytvárajúcim piliere, resp. základy stavby a vrásnivé procesy jej tvorcom. Možno teda povedať, že poznanie tektonického štýlu, jeho fenoménov a analýza morfológie a genézy zlomov môžu viesť i k riešeniu mechaniky, a tým k objasneniu zákonitostí tvorby tektonickej stavby.

Na stránkach nášho časopisu objavilo sa v posledných desiatich rokoch niekoľko článkov M. Maheľa, Z. Rotha a J. Jaroša, ktoré sa zaoberajú proble-

mami tektonického štýlu niektorých jednotiek Západných Karpát. I keď sú tieto práce nesporne podnetné, v celom rade kľúčových oblastí chýba analýza tektonických štýlov. Konferencia chcela preto podať súbornejší pohľad na túto tematiku, ukázať jej význam pre riešenie základných otázok stavby Západných Karpát a navrhnúť klasifikáciu tektonických štýlov. Prednesené referáty dávajú celý rad podnetov, dokonca i k prehodnoteniu doterajších poznatkov, hlavne však sústreďujú pozornosť na štúdium poznania stavby našej vlasti, ale i na objasnenie vzájomného pomeru dynamických síl, priestoru a času pri jej utváraní, ak nechceme ponímať stavbu podľa šablón, spätých vždy s inou teóriou.

Problematike zlomov bol venovaný súbor článkov v osobitnom zošite nášho časopisu Geologické práce, Správy 47. Odvtedy sa zlomová tektonika dostala do popredia záujmu československých geológov pracujúcich v oblasti Karpát. Vypracovali kľúč pre systematiku a klasifikáciu zlomov (na našej konferencii sme tejto otázke venovali menšiu pozornosť, pretože RNDr. D. Vass, hlavný organizátor akcie, je na dlhodobom zahraničnom pobyte). Konferencia sa zamerala najmä na hlbinné zlomy. Tak napríklad rožňavská a margecianska línia boli po prvýkrát charakterizované ako hlbinné zlomy. Skúsenosti z Českého masívu a rozšírenie registra hlbinných zlomov Západných Karpát (k horeuvedeným zlomom zaraďujeme peripienidný lineament a čertovickú líniu) nastoľujú potrebu rozlíšiť niekoľko genetických typov, pravda, po ujasnení pojmu a genetickej náplne. Z niektorých referátov vyplýva naliehavá potreba vysvetliť úlohu zlomov pri formovaní tektonických štýlov, karpatskej geosynklinály a sčasti príkrovových jednotiek.

O probléme fáz vrásnenia sa v poslednom desaročí niekoľkokrát písalo v svetovej geologickej tlači. Články odhalili slabú stránku Stilleho poňatia fáz. V našej literatúre kritický postoj k fázam vrásnenia zaujal v 60-tych rokoch autor tohto príspevku. (Pritom dosť nevhodne použil výraz neokatastrofizmus; priliehavejšie by bolo bývalo pomenovanie uniformizmus.) Poukazovalo sa totiž správne na potrebu pristupovať k problematike fáz z aspektov charakteru vývinového štádia a štadiálnej zrelosti tej-ktorej oblasti. Vrásnivé procesy nemajú rovnakú intenzitu, priestorovú rozloženosť a naloženosť. Pridružujú sa k nim i rozdiely závislé od štadiálnej zrelosti jednotlivých oblastí. Zvolené témy ukázali v plnom rozsahu na rozdiely v prejavoch vrásnivých procesov, a tým aj vo fázach vrásnenia v oblastiach odlišnej geotektonickej zrelosti. V orogenetickom štádiu pri formovaní tektonických jednotiek a tektonických štýlov je fáza priúzka, proces je mnohoaktový a nerovnomerný. Naopak, v štádiu kratonizácie a pre odrazové prejavy v predpolí, prípadne alternujúce v zázemí je odôvodnené skôr klasické poňatie fáz.

Predkladané referáty neuzatvárajú ani jeden okruh otázok. Ich cieľom je skôr ukázať aktuálnosť problematiky a nastoliť nové otázky, ktoré treba vyriešiť.

Prof. RNDr. Michal Maheľ, DrSc.

Geologické práce, Správy 57 | str. 9—37 | Bratislava | 1971

I. TEKTONICKÉ ŠTÝLY

JOSEF JAROŠ*

TECTONIC STYLES, GENERAL PROBLEMS

(Czech summary)

Abstract. A proposal of unified nomenclature for terms involved in the concept of tectonic styles (defined by W. B. Harland 1956) and principles of classification is submitted, being based mainly on the excerption from the literature and on general considerations. It is stressed that only the integratedly defined styles can be correlated. The concept of tectonic styles must remain strictly descriptive; it can serve as a basis for genetic concepts with their different classification criteria.

A new tectonic concept — concept of tectonic styles has presently become the centre of great attention both in our and foreign literature. The general as well as the cartographic tectonics urgently need this concept to be strictly defined. The general tectonics tends more and more to the study of natural associations of structural elements that originated in one deformation phase, of the superposition of these associations during successive phases of deformation, and of their vertical and horizontal distribution in the lithosphere. The comparison of the tectonic styles described integratedly will also facilitate a more adequate correlation of structural levels and zones. This tectonic concept awaiting its development is of an analogous importance as is the concept of lithological and metamorphic facies in petrology. In the cartographic tectonics the necessity is felt to construct maps that would express the building style more fully than the existing maps, in which the structure is shown only by fault lines and fold axes.

In my contribution I wish to deal with a not very popular theme, i. e. the terminology and the principles of classification. From the literature available I have excerpted the terms in usage, compared them and tried to decide which of them would be most appropriate to use according to the criteria of priority, frequency of application and their suitability. I have also aimed at the consistency and terminological uniformity of the concept and, there-

* Přírodovědecká fak. KU, katedra geologie, Albertov 6, Praha 2

fore, have complemented it by a few new terms which have so far not been used in tectonic-style terminology. In my opinion, the definition of tectonic style should be descriptive but involving the principal classification criteria. The descriptive concept of tectonic styles should form the basis of genetic concepts. The discussion of the outlined problems will concern the following basic items:

Descriptive concept of tectonic styles

History of the term 'tectonic style' and related terms of the descriptive concept
Definition of tectonic style
History of tectonic styles classification. Principles of classification
Problems of vertical and horizontal zoning of tectonic styles

Genetic concepts of tectogenic regimes and fields of tectogenic forces

Brief outline of the problems

Descriptive concept of tectonic styles

History of the term 'tectonic style' and related terms of descriptive concept

M. Lugeon was probably the first to use the term 'tectonic style'. In 1948 he replied to McIntyre's inquiry in this sense: „I think that you are probably correct in stating that it is I who introduced the term 'tectonic style'. I would have to search through all my publications to find out when I used it for the first time. That this expression should have come to my mind is understandable, for I am the son and brother of artists and sculptors" (quoted e. g. by F. J. Turner—L. E. Weiss 1963, p. 79; J. G. Dennis 1967, p. 152).

The term 'tectonic style' meaning building style (from Greek tectein--construct, stylus-mode) has appeared in the geological literature of the last forty years at first sporadically, but later more and more frequently (le style tectonique, tektoničeski stil, der tektonische Stil, el estilo tectonico, style tettonico). Without being strictly defined, the term was used first in the general sense for a building style of a definite rock complex, of a part or zone of the mountain range, the entire mountain range, an island arc or the whole continent, i. e. of the structural components of the Eearth's crust of various size.

Only afterwards did the tendency of differentiating more tectonic styles aimed at finding the classification criteria, and the concept of tectonic styles thus got its substantiation and the individual styles their „labels", as said W. B. Harland, which express the characteristics of the specific associations of structural elements (Tables 1,2).

In addition to the term 'tectonic style' a number of terms have appeared in literature, which at the first sight can be regarded as synonymous, such as:

Use of the term ‚tectonic style'

Table 1

Foreign geological literature		used as:
M. Lugeon (?)	used for the first time ?	
Kranck (1932) Metzger (1947) McIntyre (1951) Weiss et al. (1955) King, Rast (1955) Weiss (1959)	crystalline series of the Tierra del Fuego Cordillera palingenic granite and marble of Svecofennides, Finland quartzite Ord Ban of Caledonides, Scotland quartzite and mica-schists Ord Ban of Caledonides, Scotland individual lithological units of Dalradian and Moinian, Caledonides, Scotland marlite and quartzite of the Barstow region, South California	in general: style of the structure of rock-complex
Hills (1956) Röder (1960) Biq (1960) Sutton (1960) Lefèvre (1968) Fleck (1970)	continent of Australia mountain chain of the Rocky Mts., Canada island arc of Tai-wan individual zones of the Scottish Highlands zone of Acceglio, Western Alps zone of Sévier, North-American Cordilleras in Nevada and California	in general: style of the structure of a megatectonic unit
Wegmann (1963) Rast (1963)	parts of basement styles of individual superimposed folds in Dalradian, Caledonides, Scotland	associations of structural elements, unnamed
Michot (1956) Raguin (1948)	in the vertical cross-section of the Earth's crust	specific associations of structural elements, denominated

Use of the term tectonic styles

Table 2

Czechoslovak geological literature		used as:
Bouček—Kodym (1954, p. 160)	used for the first time ?	
Zeman (1959) Maheľ (1961) Scheibner (1963) Pertold (1964)	Ostrava—Karviná basin, Bohemian block tectonic units of the central zone of the West Carpathians Klippen-belt of the West Carpathians Proterozoic rocks of the Barrandian — Železné hory zone, Bohemian block	in general: style of the structure of certain mega-tectonic units
Maheľ (1963, 1964, 1965, 1967, etc.) Roth (1965) Jaroš (1966, 1971)	central zone of the West Carpathians flysch-zone of the West Carpathians homeland of the Krížna superficial nappe, West Carpathians	specific associations of structural elements; with classification of tectonic styles

building style, deformational style, structural style, deformation type, structural type, tectonic type, geotectonic type, tectonic facies, strain facies, fabric, fabric regime, tectonic regime, etc. Some of these terms that have been defined in more detail will be discussed below. The principal terms together with a casual selection of references are listed in Table 3. One of the essential roots of the tectonic style concept is the well-known „Gefügekunde" of B. Sander and his school.

The fundamental work concerning the concept of tectonic styles is the study of W. B. Harland from 1956. In the descriptive concept of the integrated tectonic definition of a given structure Harland differentiates: the tectonic facies, tectonic orientation, tectonic sequence, tectonic date and tectonic style. He defines the individual terms as follows:

(1) Tectonic facies is the sum of deformational features that reveal the character of conditions under which the structures originated. The complete description of a tectonic facies includes at least three dependent variables, i. e. aspects of deformation: form (section of the structure), scale and composition of rocks (their physical-mechanical properties). The term 'tectonic facies' in this sense has been introduced into the geological literature by W. Q. Kennedy in 1955. In this context it should be noted that the tectonic facies is not synonymous with the tecto-facies (in the sense of Krumbein—Sloss, 1959). The tecto-facies is the sum of the tectonic conditions of sedimentation,

Tectonic style and synonymous and similar terms

Table 3

"building" style	Scholtz (1930, Baustil), Buday (1963, stavební styl)
deformational style	Holland — Lambert (1969)
structural style	Aubouin (1965), Roth (1965)
deformation type	Michot (1957, type de déformation), Holubec (1968)
structural type	Holubec (1968), Borello (1969, tipo estructural)
tectonic type	Michot (1957, type tectonique)
geotectonic type	Holubec (1968)
tectonic facies	Kennedy (1955)
strain facies	Hansen (1970)
fabric	Sander (1930, 1948), Hoeppener (1960 a, b) — Gefüge
fabric regime	Lindström (1960)
tectonic regime	Burtman (1970 — tektoničeski režim — in the descriptive sense)

i. e. of the tectotope, analogously as the lithofacies and biofacies express the lithotope and biotope, respectively. It does not coincide with the tecto facies in the sense of V. E. Chain (1954), which designates the lithological facies confined to a certain type of structure.

(2) Tectonic orientation is defined by the orientation of deformation, e. g. by the geographical coordinates, an ellipsoid of deformation, or a tectonic cross, etc.

(3) Tectonic sequence is the sequence of deformations developed in several successive deformation phases. The tectonic sequence is formed by the superposition of several deformations with various tectonic facies and orientations.

(4) Tectonic date is the age of one or several superimposed deformations.

(5) Harland defines the tectonic style as the product of tectonic facies and orientations in their peculiar tectonic sequence, essentially independent of the tectonic date.

From the above it follows that a given tectonic style is the result of peculiar conditions of tectonic deformation (represented by tectonic facies in the description) at a specific orientation of tectonic-stress field (given by tectonic orientation in the description), which originated during one or several subsequent phases (in a tectonic sequence) differing in the conditions of deformation andor the orientation of stress (i. e. in the tectonic facies and orientation). Essentially identical tectonic styles can develop in different time-

intervals of the Earth's crust history, being thus independent of tectonic date. The greater knowledge of the styles from the different tectonic stages of the Earth's evolution will facilitate some regularities between the tectonic styles and their dates to be formulated.

F. J. Turner—L. E. Weiss (1963) later defined the tectonic style as follows: „The term tectonic style ... refers to the total character of a group of related mesoscopic structures that distinguishes it from a group of comparable structures of another place or age, in the same way that the total character or style of a building or an art object can distinguish it from similar objects of other periods, places or influences."

According to B. Bouček—O. Kodym (1954, p. 160) the tectonic style is a „set of permanent tectonic deformations produced by 'folding' such as faults, folds, nappes, which are characteristic of the structure of a tectonic unit ... The tectonic style shows itself not only in the general structure but also in small details within single sections and exposures."

Compared with these definitions, that of Harland is geologically more concrete, more complete and particularly it implies the classification criteria of the styles.

In addition to the term 'tectonic style' some other terms were also more or less defined. The comparison of these terms with W. B. Harland's tectonic style is given below. In contrast to the genetic concept of tectonic, i. e. stress regime, M. Lindström (1960) introduced the term of fabric regime, which is defined by the character and orientation of structural elements of different size. Lindström's term 'fabric regime' thus coincides with the German terms 'Gefüge' and 'Teilgefüge' (B. Sander 1930, 1948), 'Gefügetypen' (R. Hoeppener, 1960a), 'Grossgefüge' (R. Hoeppener 1960b), etc. The content of this term is restricted relative to Harland's definition, as it covers only the tectonic facies and orientation. It can be said that the 'fabric regime' is an elementary tectonic style, originated without the participation of tectonic sequence. The presence of several fabric regimes in one rock body attests to the existence of several tectonic regimes, i. e. of several stress fields.

In the concept of tectonic styles one of the most difficult problems is that of superposition. The terminology applied by various authors is also far from uniform. J. Holubec (1968), for instance, differentiates three building types: the deformation type, structural type and geotectonic type. The first designates a specific set of structures originated in one deformation phase; the second is meant for a particular set of structures, which developed during several deformation phases. The author distinguishes partial and major structural types. The geotectonic type is the most complex set of structures, characterized by the predominance of the major structural type.

The group of terms related to the 'tectonic style' was enlarged by F. Arthaud and M. Mattauer (1969 a, b). The character of deformation depends on p—t conditions (pressure and temperature gradients) and lithology (physical-mechanical properties) of rocks. The p—t conditions are reflected in the tectonic facies, within which various tectonic subfacies originate, depending on the physical-mechanical properties of rocks. These subfacies are defined by a certain association of minor structures specific of a given lithological complex.

Recently, it is also V. S. Burtman (1970) who gives much speculation to the descriptive concept of deformations in the Earth's crust. First of all, he poses the question whether the elaboration of a descriptive or a genetic concept is more reasonable at the present state of investigation. He does not refer to or cite Harland's work on tectonic styles (1956) but only discusses the genetic concept of tectonic regimes by W. B. Harland and M. B. Bayly from 1958. In answering this question he decides, correctly in essentials, for the descriptive concept, but he calls it the 'tectonic regime', which term had already another meaning. Burtman in his endeavour to apply as uniform deformation characteristics as possible for differentiating the tectonic regimes, chooses the shortening-elongation ratio in the directions of the principal deformation axes. Every tectonic regime is defined by the main parameters of deformation (elongation-shortening) and by the orientation of these parameters (orientation of deformation axes). As the author also includes the cor superimposed tectonic regime into the concept, his term 'tectonic regime' responds broadly to that of 'tectonic style' in Harland's definition (Table 4).

Tectonic style in Harland's definition correlated with other terms defined

Table 4

<table>
<tr><td rowspan="3">Harland (1956)</td><td colspan="5">tectonic style</td></tr>
<tr><td colspan="3">tectonic facies</td><td rowspan="2">tectonic orientation</td><td rowspan="2">tectonic sequence</td><td rowspan="2">tectonic date</td></tr>
<tr><td>composition</td><td>form</td><td>scale</td></tr>
<tr><td>Lindström (1960)</td><td colspan="4">fabric regime</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>Holubec (1968)</td><td colspan="4">deformation type</td><td>structural type
geotectonic type</td><td></td></tr>
<tr><td>Arthaud-Mattauer (1969a, b)</td><td colspan="2">tectonic subfacies (sous-faciès tectonique)</td><td colspan="2">tectonic facies (faciès tectonique)</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>Burtman (1970)</td><td colspan="6">tectonic regime (tektoničeskij režim)</td></tr>
</table>

Summarizing this survey of the used terms, very likely rather incomplete, we can see the tendency to develop peculiar terms which are then applied only in some countries and often even by single authors. The survey likewise shows that these terms are fully or at least partly synonymous.

I propose, therefore, to use only the term 'tectonic style' as was defined by W. B. Harland in 1956, with a few modifications. My suggestion is based on the following reasons:

(1) The priority (Lugeon); frequency of usage; and ethymological appropriateness: it should express the style of tectonic deformations („tectonics is the architectonics of the Earth's crust" — E. B. Bailey 1935).

(2) The completeness and exactness of the definition. It implies both the basic attributes of the style and the principal classification criteria. I propose to complement it only by F. Arthaud—M. Mattauer's subfacies (1969a) to involve the express more adequately influence of the physical-mechanical properties (lithology) of rocks on the character of the tectonic style (Table 5).

Scheme of complemented descriptive concept of tectonic style based mainly on Harland's (1956) definition

Table 5

tectonic style	tectonic subfacies	tectonic properties of the deformed rock-material
	tectonic facies	form scale of the deformation
	tectonic orientation	
	tectonic sequence	
	tectonic date	

History of the classification of tectonic styles

The differences in the tectonic structure of the individual domains of the Earth's crust have always urged the geologists to give them an adequate expression also in terminology. Suffice it to mention the Variscan and Alpine building styles of H. Scholtze (1930), the alpine-type and germanotype tectonics of H. Stille (1920, 1936), or the Atlantic and Pacific types of tectonics of the same author (1957).

E. Argand (1922) differentiated in addition to geosynclinal folding in geosynclinal areas, also basement folding (plissement de fond) and super-

ficial folding (plissement de couverture) in the intracontinental areas. During the folding, the cover is subject to passive deformation, the structure is enforced upon it by the movements of the basement — it undergoes induced folding (M. Casteras 1933). The cover can deform actively only when its close mechanical connection with the basement is interrupted along the surface of "décollement"; this type of folding could be termed as independent. The two last terms correspond to the term of controlled and free tectonics, used by some authors (e. g. W. Schwann 1964a).

According to J. Aubouin (1965) the folding types characteristic of intracontinental areas also occur in the outer zones of geosynclines; in contrast, the interior geosynclinal zones are distinguished by typical geosynclinal structures, such as basement nappes and superficial napes.

The application of these terms to the classification of tectonic styles (see e. g. J. Aubouin, 1965) would provide only a broad division, solely a division into basic types of tectonic styles, the coverage of which is not strict and clear-cut enough to be used as a tool for tectonic analysis.

We need only to realize how different structures are denoted by the term 'alpine-type' (hence the endeavour of some authors to incorporate at least the term 'medio-type', e. g. B. Bouček—O. Kodym, 1963, p. 401). Further, the deep tectonics can affect not only the basement, but also the cover (e. g. schistes lustrés of the Penninicum) and, on the other hand, the basement can be incorporated in the superficial structure (e. g. thin sheets of the basement in some nappes of the Eastern Alpine group). The boundaries between the true basement and superficial structures (infra- and suprastructure after C. E. Wegmann 1935) may run in the mountain ranges of a nappe structure inside the basement or inside the cover, i. e. at a level below which the basement or cover compensates for the lateral reduction of space by submerging, and above which the cover and occasionally also the basement compensates the spatial reduction by nappe overthrust.

The designation of specific structures after the names of mountain ranges, zones or groups of tectonic units where they are typically developed, does not furnish either a classification of suitable type. This group of terms comprises the designations as the Alpine, Andean, Appalachian, Subpyrenean, Subalpine, Helvetian, Penninian, Lepontinian, Dalradian, Moinian and other styles. Apart from the fact that these names denote rather megatectonic styles, they have another drawback: the geologist who does not know the detailed structure of the respective mountains can hardly infer the true character of the style from its name.

Another proceeding which is associated with the classification problem of tectonic styles is the theoretical derivation of potential tectonic systems. These derivations are based on the combinations of several basic deformation

characteristics. Thus, for instance, Hoeppener's method (1960a) is based on the combination of the types of stress field symmetry and of the reaction of the rock. V. S. Burtman (1970) chooses the relative shortening and elongation in the principal deformation axes as the basic simple criteria for the tectonic regimes. The diverse criteria, naturally, give rise to a different number of theoretically potential systems: 24 (15 actual and 8 probable in the nature) systems in Hoeppener's scheme, and 48 systems, including composite regimes formed by superposition, in Burtman's scheme. These schemes cannot encompass the formal variety of the natural association of structural elements. They are restrictred to common deformation attributes, which show a simpler relationship to the character of the stress field, and thus represent rather a fore-stage of the genetic concept.

In classifying the tectonic styles the descriptive, morphostructural criteria have been most frequently applied. The names of some outstanding structures, derived from their morphology, are of a relatively earlier date, such as the imbricate structure (W. H. Hobbs 1894; Schuppenstruktur of German authors), klippe- (tectonic klippen were described first by Uhlig, 1903 from the West Carpathians), or diapiric structures (L. Mrazec, 1905, 1910, 1915). These and analogous terms can also be used in the classification of tectonic styles. E. H. Kranck (1932) uses the expression 'fold-style' and P. Michot (1956, 1957) coined the term 'style of recumbent folds' and 'synanticlinorial style'.

A more detailed morpho-structural classification of tectonic styles combined with their designation was first applied at a greater scale in the West Carpathians (M. Maheľ 1963, et seq., M. Maheľ et coll. 1967 — tectonic styles; T. Buday 1963 — building styles; Z. Roth 1965 — structural styles; J. Jaroš 1966, 1971 — tectonic styles). The block-style, block-fold style, monoclinal style, fold style, style of brachysynclines, lenticular style, klippe style, imbricate style and others have been described from this region. Some of these terms are rather broad (e. g. fold, fault or nappe styles) and can be subdivided into a number of types. The types of tectonic klippen in Andrusov—Scheibner's classification (1968) may be cited as an example.

For his classification of large structural types in the Proterozoic of the Bohemian Massif, J. Holubec (1968) applied a somewhat different criterion. He differentiated the parallel, arcuate, elliptical and domal types according to the structural trends.

The above review of the classifications of tectonic styles shows that the terminology has developed more or less spontaneously. The classification systems encompass the styles of widely different size categories; some authors lay stress on the form or symmetry, and/or axial parameters of deformation, others on the trends of structures. The content of some terms is very broad,

that of other is relatively restricted; some terms have genetic implication, others are purely descriptive, etc. The question arises, which should be the principles of the classification of tectonic styles? I think it convenient to observe the following principles:

(a) The classification should be descriptive, without any application of genetic criteria.

(b) The descriptive classification should be integrated: it should include the criteria concerning the rock composition, shape, size and trend of the structures, as well as the superposition and age, as they are involved in Harland's definition of the tectonic style.

(c) The designation of tectonic style should not be derived from regional names; it should, as far as possible, express the most relevant characteristics of the style: the general form, the size category, and possibly also whether the style originated in one or more deformation phases. Additional data, such as composition of rocks, trends of structures and their age would not form part of the name, but could be loosely attached to it.

(d) The classification should be empirical and progressively controlled by theoretical speculations and tectono-physical or mathematical modelling, which could provide a complete basis for the styles observed in nature.

(e) The correlation of tectonic styles must take into consideration all the characteristics of a style, i. e. it must also be integrated, even if single characteristics prove to be of different value (see R. G. Park 1969; Williams 1970).

This definition based on the complemented Harland's definition of tectonic style includes all principal criteria of descriptive classification (Table 5).

(a) Criterion of tectonic subfacies

It is well known that the physical-mechanical properties of rocks are the controlling factor of tectonic styles. The lithology and primary structures (e. g. density of stratification) affect not only the form and size but sometimes also the orientation of the secondary structures. The influence of tectonic subfacies on the tectonic style is thus fully connected with selective tectonics. Selective tectonics is generally more intensive in the areas of free tectonics than in those of induced tectonics. For example, the complexes, both more and less competent, may be of the same tectonic style in the platform cover, whereas in the nappes the tectonic subfacies may differ considerably in their tectonic styles. M. Mahel' (1964) designated these styles as secondary.

The differentiation of tectonic styles (on this criterion) into primary and secondary styles is important for the genetic concepts and correlations. If the tectonic subfacies is one of the relevant criteria of the tectonic-style character, the tectonic styles are actually predetermined to a certain degree by

the situation of the sedimentary area, e. g. in the geosyncline. And because the character of sedimentation is strongly influenced by the synsedimentary tectonic regime, there is a "chain" association between the palaeo-geographical history, facies composition and the tectonic style of a certain set of sediments, in other words, a connection between the tectofacies (in the sense of L. L. Sloss—W. C. Krumbein and V. E. Chain) and the tectonic style. The term 'tectonogroup' (M. Mahel' 1967) adequately expresses this connection.

The stumbling block to the differentiation into primary and secondary styles lies chiefly in the relativity of sizes. In the klippe style, for example, the rocks of rigid klippen would show another deformation style than the rocks of the plastic klippe envelope; analogously, in the lenticular or imbricate styles, the rocks possess different kinds of deformation, depending on whether they are competent or incompetent.

On the basis of different tectonic subfacies several secondary styles may be differentiated. Withing a larger-size category of structures, the klippe, lenticular, imbricate and other styles may then appear as secondary within the range of one nappe. Within the scale of a whole mountain chain of nappe structure, the style of basament nappes and of superficial nappes, etc. can also be interpreted as secondary styles. In this way a hierarchy of tectonic styles, primary and secondary relative to each other, is obtained. Passing from the large-size category of styles to the styles of small-size classes, the dependence on the field of forces declines and the dependence on the local differences in the competence of rocks increases, similarly as the dependence on tectonic facies declines from the lithological formations to microfacies, while the local physical-geographical factors become more decisive.

As these considerations are rather of genetic character, such a classification need not be included in the descriptive concept of tectonic styles. As long as the styles of deformation of unequally competent bodies differ only in the density of disjunctive surfaces or in the wave length of folds, the fundamental character of deformation remaining unchanged, the structural style of the set of these bodies can be denoted by one term. The variation of styles in the individual tectonic subfacies can be described within its framework. When the structural styles of the neighbouring bodies differ to such an extent that they represent completely diverse tectonic styles, they can obtain separate names implying the character of the respective tectonic subfacies. From the above-said it follows that it is unavoidable to class the styles according to size, and to precisely define the limits of the styles, so that we can distinguish one style from another.

The data on the tectonic subfacies of the pertinent styles can be given as a qualitative description of the lithology or important primary structures of the rocks, or as quantitative values.

The physical-mechanical properties of the rocks can be expressed quantitatively by their deformational parameters, such as the compression, tension and shear strengths or by the basic limiting values, such as limits of elasticity, plasticity or strength. The density of the primary structural surfaces can be given by the density of surfaces in a length unit.

The drawback of the procedure consists in that the physical-mechanical properties of rocks, which could be established experimentally, are not identical after deformation with those before and during deformation. In this respect the study of the relationship between deformation and diagenesis (consolidation) in sediments, between deformation and crystallization in melts, and between deformation and recrystallization in metamorphics is of primary importance. The data on these relations should be involved in the description of tectonic subfacies, so that they could serve as a starting point in the genetic interpretation for at least an approximate derivation of the state and changes of material during deformation. The influence of the properties of the deformed material can also be distinguished on this basis from the influence of stress, temperature and other agents entering the process of deformation. Considering that stress, temperature, fluids and volatiles and others control the deformation (particularly rheological) properties of the rocks, and that the geological time also plays an important role in the deformation process, we obtain, so to say, an equation of so many unknown quantities that the solution appears nearly hopeless.

Consequently the applicability of the quantitative expression of data on the tectonic subfacies is so far very limited but, nevertheless, the problem should be further studied to find an approach to its solution. As the concept of tectonic styles is a descriptive concept, the description of a tectonic subfacies may include only those data that are observable and measurable, i. e. the data on the present lithology of the rocks, its present deformation parameters, the density of primary surfaces, and the relationship of deformation to the material and phase changes derived chiefly from the microscopical study. Other considerations already concern the genetic concepts.

(b) Criterion of form — morphological classification of tectonic styles

The criterion of form is presumably the most important in the morphological classification of tectonic styles, and it must be primarily involved in the designation of tectonic styles. In simple cases, the descriptive morphological classification of styles will be based on the morphological (geometric) classification of structural elements and their associations. Therefore it is prerequisite for the development of the classification of styles to unify the struc-

tural-geological terminology in this field. It is well known that the terminology of structural elements is not uniform on a national scale and the less so on an international scale, and that the geometrical and genetic classifications are often intermingled. The present state would retard the adequate classification of tectonic styles and become the source of many misunderstandings.

The unification of terminology can be achieved by the correlation of terms and elimination of synonymous or superfluous terms, or by the application of quantitative methods, which could define the meaning of single terms more strictly. The classification of spatial structural elements, such as folds, in which many parameters must be taken into consideration, will be obviously most complicated (see e. g. F. J. Turner—L. E. Weiss 1963; T. V. Loudon 1964; T. Whitten 1966, etc.). Coincidentally, it is the fold structures that will be of great importance for the classification of styles.

In the more complicated cases, particularly in the composite styles (originated by superposition) new adequate terms must be searched for, which would express the general character of the resulting structure (cf. J. G. Ramsay 1967, pp. 518—555).

On the one hand the development of, even comparative tectonics calls for the elaboration of the tectonic style conception, but on the other hand the formation of the terminology proves to be extremely complicated and requires very thorough considerations.

The elaboration of the concept should be adapted to the most recent analytical methods, such as photogrammetric methods for the gathering of data, and statistic treatment of the data with the use of automatic computors. The tectonic styles should be defined as geological populations of objects. The quantitative expression of their parameters makes possible their statistical treatment, and the determination of the mean values and their distribution, i. e. a quantitative definition of the style and quantitative delimitation of its field. The correlation of styles based on quantitative data will also be more objective.

The quantitative expression of the data concerning the tectonic styles must be purposeful and as integrate as possible. The last obstacle to numerical expression of the properties of structures, i. e. in the quantitative expression of the geometrical form of folds has been overcome (T. V. Loudon 1964; T. Whitten 1966), and the quantitative elaboration of the tectonic styles is thus theoretically prepared. Although it will not be possible in all cases to study the tectonic styles so as to obtain an integrated quantitative picture, our endeavour must be aimed at a definition as objective and exhaustive as possible.

I intentionally do not develop further the considerations on the classification of tectonic styles from the point of view of form, the most important

but also the most complicated criterion. The elaboration of an empirical classification of styles will demand still a lot of time and work on this line.

(c) Criterion of the size (scale) of structures — size categories of tectonic styles

The character of tectonic styles also depends on the scale of structures. The structures of different size categories are distinguished by peculiar structural forms which can be mirrored in the names of styles. Theoretically, the size-classification of the zones of tectonic styles can be built on the size classification of structural elements which constitute them (Table 6). From the names of the size categories of style it would also be evident which methodical procedure furnished the data on the styles (e. g. whether by interpretation of maps and sections, or by measurement in outcrops, microscopically, etc.).

Size-categories of tectonic styles

Table 6

styles	scale of structural elements	analysis
megatectonic	nx kilometric	megastructural
macrotectonic	kilometric to hectometric	macrostructural
mesotectonic	decametric to millimetric	mesostructural (small-scale, kleintektonische)
microtectonic	millimetric to micrometric	microstructural petrostructural

The size classification of tectonic styles will not complicate the style terminology. The major part of tectonic styles will fall into the medium-scale category for two reasons: (1) the macro- and mesostructures will be difficult to separate, and (2) the structures of these scales warrant a sufficiently frequent recurrence within the range of areas normally studied. The sufficient repetition of structures is very important. This requirement is also expressed in the Turner—Weiss' definition of tectonic style (1963), where the "character of a group of inter-connected mesoscopical structures" is mentioned. Such an "a priori" size delimitation of tectonic styles does not seem appropriate but, in my opinion, the practice will enforce the restriction of tectonic styles to medium size-categories for the reasons mentioned above. It is well known from the experience that there are two categories of the mesostructural, i. e. small structural elements, which differ in their relation to the elements of macrostructure. The first category comprises the elements morphologically similar to the macrostructural ones, which are designated as the main or index elements (W. Schwann 1960, 1968 — Leitstrukturen) and the other cate-

gory includes the elements that differ from those of macrostructure and are denoted as subsidiary (Nebenstrukturen). The name of the tectonic style could express the fundamental characteristic of the macrostructure and of the index element association of the mesostructure.

The microtectonic (petrotectonic) analysis will contribute mainly to the detailed picture of the tectonic styles: it will establish the preferred orientation, and the intensity and character of grain deformation, and will help to elucidate the relations between the material history of the rock and the deformation phases, etc.

At the other end of the size scale the tectonic styles are grouped both vertically and horizontally into larger sets, which can be applied to geotectonic correlation of the structures on a global scale. In the following chapter the general terms are proposed for the vertical and horizontal grouping of tectonic styles, which could meet the needs of the geotectonic comparisons.

The size classification of the structural elements should be respected because the elements similar in shape but of widely different scales can be of different genesis. However, it is possible to come to an agreement on the size-categories to which the concept of tectonic styles will be applied. The application in practice will show whether the tectonic styles can be limited to the macro- and mesostructures or not. In the case that the size-classification of styles proves necessary, the terminology given in Table 6 or some other, such as petrotectonic, tectonic and geotectonic, can be used.

(d) Criterion of tectonic orientation — choice of the system of rectangular coordinates

The orientation of tectonic styles is an equivalent parameter to their tectonic facies. Orientation will be defined by two systems of coordinates:

(i) by the rectangular coordinates of a deformation ellipsoid, because the concept of tectonic styles is descriptive and not genetic (kinematic). Axes should be designated by capitals; it is necessary to agree whether to accept Sander's designation A, B, C, commonly used in our country, or the designation of deformation axes X, Y, Z, which is used especially in the Anglo-Saxon literature. It is consistent with the deep-rooted mathematical signs and would be more convenient for the statistical methods and automatic treatment of data.

The a, b, c coordinates (or x, y, z) of the stress ellipsoid, i. e. of the tectonic (kinematic) cross, would be the coordinate system applied in the genetic concept. The tectonic styles originated by the superposition of deformations in several phases are the result of the superposition of deformation ellipsoids in the sequence $X_1Y_1Z_1 + X_2Y_2Z_2 \ldots X_nY_nZ_n$, which corresponds to the

sequence of stress ellipsoids $x_1y_1z_1 + x_2y_2z_2 \ldots x_ny_nz_n$, showing all connections between magnitudes of deformation and of stress, between the symmetry of deformation and symmetry of field of stress, etc.

(ii) Tectonic deformation should also be given in the geographical coordinates, by the orientation of the main structural direction (e. g. B axis) with respect to the cardinal points. These data will be of importance particularly for the correlation of styles at a global scale. They may prove important, for example, in the study of the relationship between the rotation of Earth and the structure of the Earth's crust. The block structure of the crust has been elaborated from this point of view, but we know so far very little about the importance of meridional, equatorial and diagonal directions for the inner structures of these blocks.

(e) Criterion of tectonic sequence — problem of superposition

In addition to the morphostructural classifications, the question of superposition is the next important key problem of the concept of tectonic styles.

From the survey of the defined related terms and their comparison with Harland's definition of tectonic styles it follows that the authors solve the problem of superposition within the scope of these terms differently (Table 4). Some terms correspond to the styles originated in one phase of deformation, others to those developed in several phases, and some designate the styles formed in one or more deformation phases.

As in the Earth's crust exist tectonic styles that were generated either in one or in more deformation phases, we can divide them on the basis of tectonic sequence into simple (or elementary) and composite styles (Table 7).

Table of the theoretically possible superpositions of two tectonic facies and orientations and the resulting classification of tectonic styles after the criterion of tectonic sequence

Table 7

tectonic styles	elementary style	homogeneous	actually	only tect. facies 1, tect. orientation 1
			apparently	t. facies 1 = t. facies 2 t. orientation 1 = t. orientation 2
	composite styles	heterogeneous	in t. facies	t. facies 1 ≠ t. facies 2 t. orientation 1 = t. orientation 2
			in t. orientation	t. facies 1 = t. facies 2 t. orientation 1 ≠ t. orientation 2
			both in t. facies and orientation	t. facies 1 ≠ t. facies 2 t. orientation 1 ≠ t. orientation 2

Theoretically, the composite styles (generated in two phases in this case) can agree in facies and orientation, or may differ in facies or orientation, or in both of them. In the nature, however, the occurrence of some of these theoretical combinations is improbable or much restricted.

The deciphering of the superposition of structures may be connected with serious troubles. For example, two sets of fold bends perpendicular one to the other may develop even in one deformation phase, when the compression acted along two axes of the tectonic cross. In this context it would be of interest to verify in the field the experimental results of S. K. Gosh (1968) showing that a new fold system does not originate when the angle between the fold structures of the earlier phase and the superimposed stress of the younger phase does not exceed 30 degrees. The conclusions on the superposition of structures can also be drawn from the comparison of structures in the different tectonic subfacies. Therefore it is necessary to exclude the possibility of the simultaneous origin of structures of different orientation before we infer the existence of several deformation phases from the superposition of structures. The methods of the study of superposition in structural analysis have been elaborated thoroughly by e. g. J. G. Ramsay (1967, et seq.).

In connection with the superposition of structures it should be defined what is a tectonic phase — in the sense of a deformation phase — and its relationship to the orogenic phase or interval. The fact that even composite tectonic styles may correspond to one orogenic interval attests to that an orogenic phase may consist of several tectonic (deformation) phases, i. e. tectonic pulses in the sense of J. G. Ramsay (1963). The separation of the term 'orogenic interval', which in the history of the area is manifested by angular unconformity or other spectacular changes, from the term 'tectonic phase', which is distinguishable rather by the fabric analysis, might remove many a misunderstanding.

(f) Tectonic date — evolution trends of tectonic styles

The study of the evolution trends of tectonic styles in connection with the general history of the lithosphere is sure to be one of the most fascinating approaches to the recognition of tectonic styles. Our knowledge of the differences in tectonic styles of the individual geotectonic cycles is so far very poor; therefore Harland denoted the passage in which he wrote that tectonic styles are essentially independent of tectonic date as historical, merely expressing the contemporary state of knowledge. It is, however, doubtless that the material evolution of the lithosphere is reflected in the character of deformations of single evolution stages.

Vertical and horizontal zoning of tectonic styles

In many domains of the Earth's crust the structural elements as well as tectonic styles show a more or less prominent vertical and horizontal zoning. As concerns the structural elements, it is well known, for instance, that the flexure folds recede downwards to shear folds and at last to the folds of plastic flow; the near-surface bedding schistosity grades downwards into the zone of cutting cleavage and this again into the zone of crystallization schistosity. In connection with the disappearance of deformational wave in horizontal direction, most frequently towards the front of the mountain range, the folds become steadily tighter, less overturned or asymmetric, and the thrust-faults, cleavage, metamorphism and fracturing decrease in intensity (E. Schroeder 1958; L. U. de Sitter—H. J. Zwart 1960; A. Hietanen 1961; V. N. Šolpo 1962; and many others).

The zonal arrangement of tectonic styles observed on the surface is often the results of the combination of vertical and horizontal zoning for the following reasons:

(a) The Earth's surface very often cuts diagonally across the vertical structure of the crust, so that the individual zones of the vertical arrangement are placed in juxtaposition;

(b) the polarity of evolution, which is conspicuous particularly in the geosynclinal areas leads to that the structures of subsequent evolution phases are placed not only one above the other, but partly also one beside the other.

For clarity we shall deal separately with the vertical and horizontal zoning of tectonic styles.

(a) Problems of vertical zoning

From the historical-tectonic point of view the Earth's crust is divided vertically into structural levels (stages or tiers, strukturnyj etaž, étage structural, "Stockwerk" Struktur'). The question arises which is the relationship between the zone of tectonic style and the structural level in the vertical profile through the crust. In this context I would like to mention the recent review by P. Orel (1970) on the structural level, which shows that this term is not used in the same sense by all Czechoslovak geologists (cf. Table 8).

The distinctness and significance of the boundaries between the individual structural levels have been much discussed. The inconsistencies partly follow from that the categories conceived as structural levels do not correspond to the geotectonic periods of the same duration. The distinctness and significance of the boundaries decrease from the higher categories to the lower ones. In A. A. Bogdanov's division (1963) the boundary between structural me-

Table showing variations of terminology in the concept of structural stages (Czechoslovak literature compared with Bogdanov 1963)

Table 8

Concept of structural stages / geotectonic evolution	Bogdanov 1963	Máška, (in Buday et al. 1960)	Buday 1963
geotectonic megacycle	structural megacomplex	—	—
geotectonic cycle	structural complex	structural "layer"	—
stages of geotectonic cycle	structural stage	structural stage ("sublayer")	—
orogenic intervals	structural substage	structural substage	structural stage (strukturní patro)

gacomplexes corresponds to Stille's "Umbruch" and the boundary between structural complexes to that of geotectonic cycles (roughly to the basement/cover boundary). The boundary between Bogdanov's structural levels coincides with the angular unconformity but also with a conspicuous change in sedimentation (e. g. beginning of flysch sedimentation connected with the main breaks in geotectonic cycle), and the boundary between structural sublevels (substages) with less marked unconformities or with palaeo-geographical changes usually associated with orogenic intervals.

The problem of structural levels is rather beyond the scope of the topic discussed, as it concerns more the historical-tectonic division of the Earth's crust. I think it, therefore, satisfactory to state that several tectonic facies may occur in every unit of the structural level (in the same structural plan), i. e. that several tectonic styles may have the same tectonic orientation, chiefly in the horizontal arrangement. Consequently, the uniformity of styles cannot be generally taken as a criterion for whatever unit of the structural-level concept. In some cases, however, a structural level within a minor domain may be formed by one, even elementary style (e. g. V. N. Šolpo 1962).

Some authors, such as P. Michot, C. E. Wegmann, etc. applied other criteria for the vertical division of the crust. They based it on the conception of synchronous zones in the vertical profile through the crust, which correspond to the same tectonic phase but differ in the style of synchronous deformations.

C. E. Wegmann (1935) coined the terms of infrastructure and suprastructure, and intermediate zone for the interval that separates them. The

infra- and suprastructure are not equivalent to basement and cover, because they represent synchronous units and not metachronous units as are the basement and cover. In a given tectonic phase part of the basement can be a component of the suprastructure, or a part of the cover may belong to the infrastructure.

C. E. Wegmann termed these three synchronous zones of the Earth's crust, i. e. the suprastructure, intermediate zone and infrastructure as tectonic levels (1935, 1963). Each of them is a specific set of tectonic styles. M. Mattauer (1967) and F. Arthaud—M. Mattauer (1969b) proposed a similar vertical division of the crust into lower, middle and upper structural niveaus. These authors group the vertical sequence of structural niveaus of one phase (i. e. synchronous) into a tectonic profile. R. W. van Bemmelen (1962, 1967) extended Wegmann's concept of tectonic levels to the whole globe and delimited tectonic levels s. l., which he denoted as geotectonic levels and identified them with the geospheres. In the outer envelopes he differentiated the sclerosphere, asthenosphere, infrastructure and suprastructure.

If we summarize the nomenclature in use, the term 'tectonic level' in the sense of Wegmann and 'tectonic profile' of Arthaud—Mattauer seem to comply with the need of the vertical division of tectonic styles. The tectonic level will be defined as a zone in the vertical profile of the crust, distinguished by a specific set of tectonic styles, which are the result of particular deformation and/or metamorphic conditions. The tectonic profile is defined by the sequence of tectonic levels.

The terms tectonic level and tectonic profile may be related to one tectonic phase (a set of elementary styles) or to an orogenic phase or a geotectonic cycle (vertical set of composite styles).

(b) Problems of horizontal zoning

The completion of the terminology necessary for the concept of tectonic style requires that the zones of individual styles are termed, for example, tectonic zones, and their characteristic arrangement, e. g. as tectonic pattern. Moreover, it is well known from the course of earthquake that various transverse segments of the mountain ranges (e. g. of South America) or of island arcs (e. g. Japan) react fairly independently, which means that even intensive earthquakes can affect only one segment. C. Tsuboi (1958) called these seismically independent areas the earthquake provinces. The structure of platform areas and young fold mountains provides evidence that their transverse segments or blocks of various size had a relatively separate evolution and, to a certain extent, also a separate structure, which may show itself

in the character and arrangement of tectonic styles. Such domains could be designated as tectonic provinces.

In analysing the zoning of tectonic styles, the zoning of elementary styles should be distinguished from that of composite styles. Some relevant conclusions may be drawn from the analysis. In young fold mountains of equatorial direction, for instance, the intensity of tectonic styles declines across the range out wards from the inner zones; in the ranges of Mediteranean type and nappe structure the space shortening and the size of nappe overthrusts have the same tendency. In the mountains of the South-American Cordilleras type and meridional trend display an opposite zonal arrangement. The intensity of tectonic styles generally increases from the inner parts outwards; different tectonic phases often produce roughly the same styles in the same zones, such as asymmetrical folds, which are only tighter in the older formations than in the younger. By comparing the tectonic profiles of single deformation phases we can obtain a "film" record of the history of tectonic profiles, and pictures of orogenic intervals and the whole geotectonic cycles. In such a way the formation of the inner structure of structural levels and complexes, as well as the development of the structural plan may be elucidated.

Genetic concepts

In conclusion, I would like to briefly mention the genetic concepts, which explain the conditions and causes of the development of tectonic styles, and set up their genetic classification (Table 9). The kinetic concept is based on Harland—Bayly's system of tectonic regimes (1958). These authors define

Descriptive and genetic concepts

Table 9

deformation (as final state)	deformation (as process: movement as reaction to stresses)	causes of deformation (tectonic forces)
geometry	kinematics	dynamics
descriptive concept: **tectonic styles**	genetic concepts: **tectogenic regimes** (movement regimes)	genetic concepts: **tectogenic fields** (fields of tectogenic forces)

the tectonic regime as a general plan of movements corresponding to the stress field. There are 13 tectonic regimes, which differ in the relative magnitude of stress along the axes of tectonic cross. Whereas W. B. Harland a M. B. Bayly take the magnitude and direction of stress as the only criterion,

J. G. Holland and R. J. Lambert (1969) develop their structural regimes on the basis of the distribution of pressures (tectonic gradient), the thermal gradient and the influence of fluids and volatiles, which control the rheological properties of rocks (Table 10). From the results of experimental mineralogical and structural studies they have differentiated five structural regimes in the lithospere:

(1) Regime of non-metamorphosed sediments; (2) regime of low-grade metamorphism; (3) regime of medium-grade metamorphism; (4) regime of high-grade metamorphism with partial melting; (5) regime of highest-grade metamorphism (including the Upper Mantle).

Survey of terms used for genetic concept of tectogenic regimes

Table 10

conditions of deformation / author	stress (strain)	temperature	fluids, volatile components etc.
W. B. Harland — M. B. Bayly (1958)	tectonic regime		
J. G. Holland — R. J. Lambert (1969)	structural regime		

A complete genetic concept of tectogenic styles should encompass all conditions of deformation. For the sake of a unified terminology, this concept should be termed as concept of tectogenic regimes and its definition and classification should include stress, temperature, fluids, volatiles and possibly also other factors that can affect the deformation, i. e. the character of movement of the rock substance.

The definition of a tectogenic regime may be worded as follows: It is a general movement plan of rock substance, which corresponds to the tectonic and thermal gradients and to the degree of influence of fluids, volatile and other components within the interval of one tectonic phase. In a homogeneous rock environment the tectogenic regime is characterized by an elementary tectonic style. The existence of several superimposed elementary styles attests to the existence of several tectogenic regimes. The concept of tectogenic regime defined in these terms makes it possible to coordinate the results of structural analysis and of the concept of metamorphic facies. The terminology of the tectogenic regime classifications should be built on the conditions of deformations and not on the character of structures that originate under these conditions.

The kinematic concept should serve as the basis for the dynamic concept — concept of the fields of tectogenic forces. The character and distribution of

tectonic forces in lithosphere should be deduced from the results of kinematic analysis. The heterogeneity of the crust, differences in temperature, and the effects of fluids and volatiles cause the formation of several tectogenic regimes in one tectogenic field. The character of the tectogenic field could then be a criterion for the grouping of tectonic styles into genetic units of a higher order of magnitude.

In conclusions I wish to stress again that I have treated here of the tectonic styles only in broad outlines. The suitability of the proposed principles must obviously be attested by their usage in practice. Before we proceed to further development of the "concept" theory it is prerequisite to agree upon a uniform basic nomenclature. In the future our attention should be concentrated on the morphological classification of styles (based on the form), stemming from the unified geometrical classification of structural geology.

Do tlače odporučil M. Maheľ
Preložila H. Zárubová

J. JAROŠ

TEKTONICKÉ STYLY, OBECNÁ PROBLEMATIKA

(resumé anglického textu)

Výtah. V referátě, postaveném především na rešerši literatury a obecných úvahách, je podán návrh na sjednocení terminologie uvnitř konceptu tektonických stylů, na definici tektonického stylu (v podstatě navazující na definici Harlandovu 1956) a z ní vyplývající klasifikační kritéria. Je zdůrazněno, že korelace stylů musí být komplexní. Koncept tektonických stylů musí zůstat čistě deskriptivní a na něj pak mohou navázat genetické koncepty s odlišnými klasifikačními kritérii.

Rozpracování deskriptivního konceptu tektonických stylů se ukazuje výhodným v souvislosti s přechodem tektonické geologie od popisu jednotlivých strukturních prvků k popisu přirozených asociací a kartografickém vyjádření jejich zón v tektonických mapách. V referátě, postaveném především na rešerši literatury a obecných úvahách, jsem se pokusil o výběr nejvhodnější a uvnitř konceptu jednotné terminologie a o diskusi klasifikačních kritérií.

V geologické literatuře je kromě pojmu tektonický styl používána celá řada pojmů v první aproximaci víceméně synonymních. K jednotnému používání je navržen pojem tektonický styl, protože je pojmem pravděpodobně prioritním (? M. Lugeon), nejfrekventovanějším (tab. 1, 2, 3), etymologicky vhodným (E. B. Bailey 1935: tektonika je architektonikou zemské kůry) a nejlépe definovaným (W. B. Harland 1956: tektonický styl je produktem tektonické facie a tektonické orientace v jejich specifické tektonické sekvenci,

v podstatě nezávislý na tektonickém datu; tab. 4). Předností Harlandovy definice tektonického stylu ve srovnání s jinými definicemi (B. Bouček—O. Kodym 1954; F. J. Turner—L. E. Weiss 1963) je především skutečnost, že v sobě zahrnuje i klasifikační kritéria, která terminologicky doplňuji o pojem tektonické subfacie (F. Arthaud—M. Mattauer 1969) k vyjádření vlivu litologie hornin (jejich deformačních vlastností) na tektonickou facii (tvar a velikost strukturních prvků) (tab. 5).

Koncept tektonických stylů se stane opodstatněným nástrojem tektonické analýzy, komparace a syntézy jedině tehdy, budou-li tektonické styly určitým způsobem klasifikovány. Tektonický styl může být popsán kvalitativními či kvantitativními údaji podle jednotlivých kritérií definice.

V posledním desítiletí byly v Západních Karpatech s úspěchem popsány zóny tektonických stylů morfostrukturně pojmenovaných (M. Maheľ 1963; T. Buday 1963; Z. Roth 1965; J. Jaroš 1966, 1971; styl monoklinální, vrásový, brachysynklinální, bradlový, šupinový, čočkový a j.) a tyto zóny i kartograficky vymezeny (Z. Roth 1965; J. Jaroš 1966, 1971). Proto jsou v referátě zhodnoceny dosavadní přístupy ke klasifikaci staveb různých měřítek a tektonických stylů a jejich terminologie (viz str. 16—19). Jako nejvhodnější přístup ke klasifikaci tektonických stylů jsou v referátě preferována *geologicky konkretní* a *deskriptivní* kritéria doplněné Harlandovy definice:

1. fyzikálně mechanické vlastnosti hornin (tektonická subfacie)
2. tvar
3. velikost } strukturních prvků (tektonická facie)
4. tektonická orientace
5. typ superposice tektonických facií a orientací (tektonická sekvence)
6. stáří stylu (tektonické datum).

Jednotlivá klasifikační kritéria jsou pak diskutována s hlediska metodiky získání dat, způsobu uvádění dat (problémy kvantifikace údajů) a jejich zpracování a zvl. otázky spojené s terminologií příp. označování stylů.

Tektonické styly by měly být definovány jako geologické populace objektů pokud možno s úplným kvantitativním vyjádřením jejich atributů, jež by umožnilo jednak automatické zpracování dat, jednak kvantitativní vymezení „polí" jednotlivých stylů.

Údaje o tektonické subfacii, velikosti, orientaci, sekvenci a datu by mohly pouze doprovázet název stylu. Požadavek dostatečného opakování měřitelných strukturních prvků zřejmě zúží aplikaci konceptu na stavby zhruba středních měřítek (makro- a mesostruktury). Ani velikostní kategorizace stylů by pak nekomplikovala terminologii, jež by se mohla řídit hlavně celkovými tvarovými vlastnostmi asociace strukturních prvků a vycházet z terminologie morfologické strukturní geologie.

To však neznamená, že např. při komparacích je možné srovnávat styly pouze podle názvu bez ohledu na další údaje o stylu. Tyto otázky jsou v referátě podrobně diskutovány, je upozorněno na mnohá úskalí a nutnost opatrnosti zvl. vzhledem k velké pestrosti staveb kůry a z toho pramenícího nebezpečí příliš velkého rozbujení nedostatečně korelované terminologie. Nosnost představ o klasifikaci stylů přirozeně ověří i aplikace konceptu.

V další části referátu jsou probrány problémy horizontální a vertiální zonality stylů v lithosféře. Jako obecné termíny pro vertikální uspořádání jsou navrhovány pojmy tektonické patro (C. E. Wegman 1963) a tektonický profil (F. Arthaud—M. Mattauer 1969), pro horizontální uspořádání pojmy tektonická zóna, provincie a obraz.

Na deskriptivní koncept tektonických stylů by měly navazovat genetický koncept tektogenetických režimů (W. B. Harland—M. B. Bayly 1958; J. G. Holland—R. J. Lambert 1969 a j.). a polí tektogenetických sil.

REFERENCES

[1] Andrusov D.—Scheibner E., 1968: Classification of "Klippes" or "Klippen". 23rd Internat. Geol. Congr., Reports, Sect. 3, Praha. — [2] Argand E., 1922: La tectonique de l'Asie. Congr. Géol. Internat., Compt. Rend., 13e, Bruxelles. — [3] Arthaud F.—Mattauer M., 1969a: Présentation d'un nouveau mode de description tectonique: la notion de sous-faciès tectonique. C. R. hebd. Séanc. Acad. Sci., Sér. D. 268, 7, Paris. — [4] Arthaud F.—Mattauer M., 1969b: Niveau structural, faciès tectonique, profil tectonique. C. R. hebd. Séanc. Acad. Sci., Sér. D., 268, 8, Paris — [5] Auboin J., 1965: Geosynclines. Elsevier, Amsterdam. — [6] Bailey E. B., 1935: Tectonic essays, mainly Alpine. Oxford University Press, London. — [7] Biq Ch., 1960: Circumpacific Tectonics in Taiwan. 21th Internat. Geol. Congr., Reports, Part 18, Copenhagen. — [8] Bogdanov A. A., 1963: O termine „strukturnyj etaž" (v svjazi so sostavlenijem meždunarodnoj tektoničeskoj karty Evropy masštaba 1 : 2 500 000). Bjul. Mosk. Obšč. Isp. Prir., otd. geol., 38/1, Moskva. — [9] Borello A. V., 1969: Los geosynclinales de la Argentina. Anales XIV. Dir. Nac. de Geología y Minería, Buenos Aires. — [10] Bouček B.—Kodym O., 1954: Geologie. 1. díl. Všeobecná geologie. Nakl. ČSAV, Praha — [11] Bouček B.—Kodym O., 1963: Geologie. 2. díl. Historická geologie. Geologie Československa. Nakl. ČSAV Praha. — [12] Buday T., 1963: Tektonický vývoj a stavební styl karpatských neogenních pánví. M. S. Geofond, Praha. — [13] Buday T., et. al., 1967: Regionální geologie ČSSR díl II., Západní Karpaty, sv. 2, Nakl. ČSAV Praha. — [14] Burtman V. S., 1970: K issledovaniju evoljucii skladčatogo processa vnutri tektoničeskogo cikla. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 1, Moskva. — [15] Casteras M., 1933: Recherches sur la structure du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales. Bull. Serv. Cart. Géol. France, 36 (189), Paris. — [16] Dennis J. G., 1967: International Tectonic Dictionary. English Terminology. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 7, Tulsa. — [17] de Sitter L. U.—Zwart H. J., 1960: Tectonic Development in Supra and Infra — Structures of a Mountain chain. 21th Internat. Geol., Congr., Reports, Part 18, Copenhagen. — [18] Fleck R. J., 1970: Tectonic style, magnitude, and age of

deformation in the Sévier orogenic belt in southern Nevada and eastern California. Geol. Soc. Am. Bull. 81/6, New York. — [19] Ghosh S. K., 1968: Buckling experiments on intersecting fold patterns. Tectonophysics, 5, Amsterdam. — [20] Hansen E., 1970: Strain Facies. Springer — Verlag, Berlin. — [21] Harland W. B., 1956: Tectonic facies, orientation, sequence, style and date. Geol. Mag., 93/2, Hertford. — [22] Harland M. B. — Bayly M. B., 1958: Tectonic Regimes. Geol. Mag., 95/2, Hertford. — [23] Hietanen A., 1961: Metamorphic facies and style of folding in the Belt series northwest of the Idaho Batholith. Bull. Com. Géol. Finlande, 196, Helsinki. — [24] Hills E. S., 1956: The tectonic style of Australia — Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, Stuttgart. — [25] Hobbs W. H., 1894: Note on the English equivalent of Schuppenstructur. Jour. Geology 2, Chicago. — [26] Hoeppener R., 1960a: Grundlagen einer Systematik tektonischer Gefüge. Geol. Rundschau, 50, Stuttgart. — [27] Hoeppener R., 1960b: Ein Vergleich der Grossgefügetypen von Faltengebirgen verschiedenen Baustils dargestellt am Beispiel des Schweizer Juras, des Rheinischen Schiefergebirges und des Ruhrkarbons. Geol. Rundschau, 50, Stuttgart. — [28] Holland J. G. — Lambert R. J., 1969: Structural regimes and metamorphic facies. Tectonophysics, 7, Amsterdam. — [29] Holubec J., 1968: Structural Development of the Geosynclinal Proterozoic and its Relations to the Deeper Zones of the Earth's Crust (Central European Domain). Rozpravy ČSAV, ř. mat. přír. věd, 78/8, Praha. — [30] Chain V. E., 1954: Geotektoničeskije osnovy poiskov něfti. Baku. — [31] Jaroš, J., 1966: Stavba domovské oblasti krížňanského příkrovu Západních Karpat. Doc. hab. práce, MS. archiv PřFKU, Praha. — [32] Jaroš J., 1971: Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. Rozpravy ČSAV ř. mat. přír. věd. 81, Praha. — [33] Kennedy W. Q., 1955: The tectonics of the Morar anticline and the problem of the North—West Caledonian front. Quart. Journ. Geol. Soc., 110, (1954), London. — [34] King B. C. — Rast N., 1955: Tectonic styles in the Dalradian and Moines of parts of the central Highlands of Scotland. Proc. Geol. Assoc. Engl., 66, London. — [35] Kranck E. H., 1932: Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta geogr. Finl. 4/2, Helsinki. — [36] Krumbein W. C. — Sloss L. L., 1959: Stratigraphy and Sedimentation, San Francisco. — [37] Levèfre R., 1968: La structure et le styl tectonique de la bande d'Acceglio en Val Maira (Alpes Cottiennes Italienes). Géol. Alpine, 44, Grenoble. — [38] Lindström M., 1960: Methods of differentiating tectonic regimes. 21st Internat. geol. Congr., Reports 18, Copenhagen. — [39] Loudon T. V., 1964: Computer analysis of orientation data in structural geology. Tech. Report Geog. Branch Off. Naval Res., O. N. R. Task 389—135, Contr. 1228 (26), 13. — [40] Maheľ M., 1961a: Tektonik der zentralen Westkarpaten. Geol. práce, Zošit 60, GÚDŠ, Bratislava. — [41] Maheľ M., 1963: Several tectonic Styles, the Influence of Rock Properties and Orientation of Overturns in Central Carpathian Mesozoic. Geol. práce, Správy 28, GÚDŠ, Bratislava. — [42] Maheľ M., 1964a: Členenie mezozoika Západných Karpát — vzťahy k východoalpským jednotkám. Věstník ÚUG, 39, Praha. — [43] Maheľ M., 1964b: Tectonic Position of the West Carpathians in the Alpine System: Their Characteristic Features. 22nd Internat. Geol. Congr., Reports 11, New Delhi. — [44] Maheľ M., 1965a: Einige Grundmerkmale des Alpin-Karpatischen Systems und die Besonderheiten der Westkarpaten. Geol. práce, Správy 36, GÚDŠ, Bratislava. — [45] Maheľ M., 1967: Tektonogrupy — nová tektonická kategória. Geol. práce, Správy 43, GÚDŠ, Bratislava. — [46] McIntyre D. B., 1951: Note on the Tectonic Style of the Ord Ban Quartzite. Geol. Mag., 88, Hertford. — [47] Metzger A. T., 1947: Zum tektonischen Stil von Palingengranit und Marmor in den Svekofeniden in Finnland. Compt. Rend. Soc. géol. Finn., 20, Helsinki. — [48] Michot P., 1956: La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. Ann. Soc. Géol.

Belg., 80, Liège. — [49] Michot P., 1957: Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. Geol. Rundschau, 46, Stuttgart. — [50] Mrazec L., 1905: Contribution à la géologie de la région Gura Ocnitzei — Moreni. Moniteur du pétrole Roumain., 28, Bucarest. — [51] Mrazec L., 1910: Les gisements de pétrole. L'industrie du Pétrole en Roumanie, Imprimeries Indépendentes, Bucarest. — [52] Mrazec L., 1915: Les plis diapirs et le diapirisme en géneral. Compt. Rend., Inst. Géol. (Roumanie), 6, (1914), Bucarest. — [53] Orel P., 1970: Přehled názorů na vymezení pojmu „strukturní patro". Věstník ÚÚG., 45, Praha. — [54] Park R. G., 1969: Structural correlations in metamorphic belts. Tectonophysics, 7, Amsterdam. — [55] Pertold Z., 1964: K tektonickému stylu proterozoika barrandiensko-železnohorské zóny. Čas. min. geol., 9/4, Praha. — [56] Raguin E., 1948: Géologie appliquée. Masson, Paris. — [57] Ramsay J. G., 1963: Structure and Metamorphism of the Moine and Levisian rocks of the North—West Caledonides. In: Johnson M. R. W. — Stewart F. H. (editors): The British Caledonides. Oliver and Boyd, Edinburg. — [59] Ramsay J. G., 1967: Folding and Fracturing of Rocks. McGraw Hill, New York. — [58] Rast N., 1963: Structure and metamorphism of the Dalradian rocks of Scotland. In: Johnson M. R. W. — Stewart F. H. (editors): The British Caledonides. Oliver and Boyd, Edinburgh. — [60] Röder D., 1960: Der tektonische Stil der Rocky Mountains in Alberta, Canada. Geol. Rundschau, 50, Stuttgart. — [61] Roth Z., 1965: Die Tektonik des Westabschnittes der Äusseren Karpaten in der ČSSR. Verhandl. Geol. Bund.—Anst., Sonderheft G, Wien. — [62] Sander B., 1930: Gefügekunde der Gesteine. Springer—Verlag, Wien. — [63] Sander B., 1948—50: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. I., II. Springer—Verlag, Wien. — [64] Scheibner E., 1963: Relationship between material and tectonic style, and selective tectonics in the Klippen Belt of West Carpathians. Geol. práce, Správy 28, GÚDŠ, Bratislava. — [65] Scholtz H., 1930: Das varistische Bewegungsbild entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von Böhmischen Masse bis zum Massiv von Brabant. Fortschr. Geol. Pal. 8/25, Berlin. — [66] Schroeder E., 1958: Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg—Greizer Zone (Ostthüringen). Geologie 7, Berlin. — [67] Schwann W., 1960: Einige Bauprobleme Europäischer Gebirge und ihre Untersuchung mit kleintektonischen Arbeitsmethoden. 21st Internat. Geol. Congr., Reports 18, Copenhagen. — [68] Schwann W., 1964a: The principal types of orogenesis in the Variscan and Alpidic Mountains of Central Europe. 22nd Internat. Geol. Congr., Reports, 11, New Delhi. — [69] Schwann W., 1964b: Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. Geotekt. Forsch., 19, Stuttgart. — [70] Stille H., 1920: Über Alter und Art der Phasen variscischer Gebirgsbildung. Nachr. Kaiserl. Gesell. Wissen., Math. Phys. kl., Göttingen. — [71] Stille H., 1936: Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonischen Forschung. 25 Jahr. Kaiser Wilhelm—Ges., Ford. Wiss. 2, Berlin. — [72] Stille H., 1957: „Atlantische" und „Pazifische" Tektonik. Geol. Jahrb. 74, Hannover. — [73] Sutton J., 1960: Some structural problems in the Scottish Highlands. 21st Internat. Geol. Congr., Reports, 18, Copenhagen. — [74] Šolpo V. N., 1962: Ob etažach skladčatosti v zone Šach-Daga na jugovostočnom Kavkaze. Sbor. Skladčatyje deformacii zemnoj kory. Izd. Ak. Nauk, Moskva. — [75] Tsuboi C., 1958: Earthquake Province — Domain of Sympathetic seismic Activities. J. Phys. Earth, 6, Tokyo. — [76] Turner F. J.—Weiss L. E., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York. — [77] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In Dienner C., Hoernes R., Suess F., Uhlig V.: Bau und Bild Österreichs. Tempsky, Wien. — [78] van Bemmelen R. W., 1962: Geotektonische Stockwerke. Mitt. Geol. Ges. 55, Wien. — [79] Van Bemmelen R. W., 1966: Stockwerktektonik, sensu lato. Etages tectoniques, colloque de Neuchâtel, 18—21 avril 1966. La Baconnière, Neuchâtel. — [80] Wegmann

C. E., 1930: Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge). Bull. Com. Geol. Finl., 92, Helsinki. — [81] Wegmann C. E., 1935: Über einige Fragen der Tiefentektonik. Geol. Rundschau, 26, Stuttgart. — [82] Wegmann C. E., 1963: Tectonic patterns at different levels. Geol. Soc. South Africa., An. to 66, Alex. du Toit Memorial Lectures 8, Johannesburgh. — [83] Weiss L. E., 1959: A Study of the Tectonic Style: Structural Investigation of a marble-quartzite complex in southern California. Univ. Calif. Publ. in Geol. Sciences, 30, (1954—1957). — [84] Weiss L. E.—McIntyre D. B.—Kürsten M., 1955: Contrasted Styles of Folding in the Rocks of Ord Ban. Geol. Mag., 92, Hertford. — [85] Whitten T., 1966: Structural Geology of Folded Rocks. Rand McNally a. Comp., Chicago. — [86] Williams, 1970: A Criticism in the Use of Style in the Study of Deformed Rocks. Bull. Geol. Soc. Am., 81, 11, New York. — [87] Zeman J., 1959: Styl tektonické stavby v ostravsko-karvinském revíru. Věstník ÚÚG, 34, Praha.

Geologické práce, Správy 57 | str. 39—42 | Bratislava | 1971

PETR OREL*

PROBLÉM DEFINICE STYLU V GEOLOGII

(anglické résumé)

Obsahem tohoto článku je přehled výsledků studia a úvah o tektonickém a vrásovém stylu v geologii. Problém stylu v geologii je možno sledovat z několika hledisek. 1. z hlediska výkladu původního významu a to jeho obsahu a synonym; 2. z hlediska vývoje stylu jako estetického pojmu a jeho aplikace na geologické problémy; 3. z hlediska použití stylu v geologii a vymezení jeho obsahu v tektonice a strukturní geologii a možností rozpracování stylu pomocí numerických klasifikací morfologie struktur. Proberu stručně možnoti, které se nám nabízejí v pořadí výše uvedených bodů.

1. Pojem stylu nás může zajímat od chvíle, kdy je používán pro označení způsobu konstrukce literárního díla (scribendi genus) a pro hodnocení druhu architektury (structurae genus). V tomto pojetí se setkáváme se stylem v geologii a můžeme „styl" jednoduše přeložit jako druh stavby. V tomto případě je možno pojmu „styl" použít tak, že je předřazen jakékoliv konkretní struktuře. Máme tedy styly vrás, zlomů a podobně.

K problematice synonym lze ve stručnosti podotknout, že pojmy styl, facie, druh, struktura, režim se vyznačují více či méně shodnými synonymy. Všechny uvedené pojmy však obsahují výraz (synonymum) „způsob", který v hierarchii synonym zajímá různou hladinu použitelnosti. Použijeme-li jednoho z pěti uvedených výrazů, pak se vždy vyjádřujeme ke způsobu vzniku diskutovaných jevů.

2. Jestliže J. F. Turner a L. E. Weiss (1963) citují D. B. McIntyra (1951) a uvádějí že „styl" byl do geologie zaveden M. Lugeonem, který sám potvrdil (1948), že styl převzal z umělecké sféry, pak je možno i nám provést detailnější srovnání stylu v umění a stylu v geologii. Provedl jsem rešerši této problematiky v oboru výtvarného umění. Uspořádáním názorů uměleckých teoretiků a výkonných umělců jak je nalézáme v pracích K. E. Gilbertové a H. Kuhna (1965), E. Fischera (1959), Maria de Micheli (1964) jsem dospěl k určité obecné definici stylu. Uvádím ji dále poněkud přizpůsobenou pro potřeby aplikace na přírodní prostředí.

* Ústřední ústav geologický, Mozartova 1, Brno

Styl je výrazem reality přírodního uspořádání, které se projevuje souborem specifických forem (určujících a převažujících) doprovázených formami vyjímečnými (nespecifickými), kdy obojí odpovídají jisté aktivitě v určité časové etapě vývoje. Styl je ovlivněn předchozím stylem a sám předurčuje některé rysy stylu následujícího. Je podmíněn prostředím v němž vzniká, materiálem, jeho strukturou a symetrií. Obráží též jistou subjektivitu danou významem, která je určitému uspořádání přisuzována hodnotitelem v konkretní historické etapě. V těchto hodnoceních shledáváme tendence, které žádají, aby styl byl vysvětlován v termínech matematických (geometrických), neboť styl je vyjádřením určité přirozené (přírodní) zákonitosti. Charakterisujíce styl shrnujeme tak vlastně genetická fakta (existenční podmínky) které určují stylovou jednotu. Chaotické překrývání stylů svědčí o destrukci vývojové linie.

3. Dále jsem vypracoval rešerši použití a výkladu stylu v geologii, kterou zde nebudu rozvádět a s přihlédnutím k požadavkům jednotlivých autorů a dále s ohledem na výše uvedenou definici jsem se pokusil o vymezení stylu pro tektonické účely. Z těchto hledisek by mělo vymezení stylu v určité konkretní oblasti objasnit následující soubory problémů:

1. Stanovit soubory hlavních a vedlejších stavebních forem-struktur z hlediska tvaru, geometrie, četnosti jednotlivých typů a jejich vzájemného vztahu časového i prostorového. Při řešení těchto problemů použít klasifikací budovaných na kvantitativní basi.

2. Stanovit mechanické charakteristiky stavebních materiálů tvořících jednotlivé struktury a jejich chování v deformačním prostředí, tj. objasnit principy rheologie procesů, řešit problemy vztahů vnější a vnitřní stavby.

3. Stanovit symetrie struktur a napětí a jejich postupné změny během orogenní etapy.

4. Stanovit genezi struktur z hledisek fysikálních zákonů.

Takový postup vede k rozšířenému chápání stylu a představuje finální hodnocení strukturních poměrů. V jistém smyslu takové pojetí se blíží nárokům na obsah strukturní analysy vůbec. Jinak řečeno — takovéto pojetí stylu by znamenalo dosažení určité totální všestranné klasifikace tektonických struktur z hlediska známých kriterií a požadavků obsahujících soubor kriterií obecných, geometrických, morfologických, genetických a pod.

Povšimněme si nyní jaký význam je stylu v geologii přikládán. Dosavadní přehled názorů ukazuje možnost vytýčení následujících hledisek:

1. Styl má význam klasifikační — je klasifikačním pojmem při obecném dělení a odlišení různých tektonických struktur.

2. Styl má význam pro definici specifických souborů struktur podmíněných tektonickou facií a má přímý význam pro stanovení tektonického a strukturního režimu.

3. Styl z hlediska některých autorů má velký význam pro stanovení deformačních vrásových fází a podle jiných má význam omezený. Jsou vyčleňovány jen některé charakteristiky stylu použitelné jako kriteria pro vymezení vrásových fází. (Např. R. G. Park 1969).

4. Vrásový styl má značný význam pro studium mechaniky vrásových procesů. Některé tvarové druhy vrás jsou těsně spjaty s materiálem. V tomto případě je styl chápán jako tvar vrásy v řezu.

5. Styl v širokém významu použití (jak byl interpretován výše) by mohl mít význam při synthese geologické stavby pohoří, pokud by obsahoval finální shrnutí nejvýznamnějších klasifikačních příznaků daných struktur nebo jejich skupin.

Další postup v řešení tohoto problému může být různý. Buď je možno akceptovat všechna výše uvedená hlediska a hovořit o řádech různých stylů, nebo rozpracovat jen některá hlediska. V tom případě se jeví nutnost dosáhnout nejprve jednoty v běžných klasifikacích. Máme-li na mysli např. vrásy — tedy buď vypracovat morfologickou klasifikaci vrás s tím, že bude pokládána za klasifikaci stylu vrás, nebo pro takovou klasifikaci vybereme jen ta kriteria, která mají význam pro řešení geologických problémů.

Účelné se jeví v dané situaci spíše zpřesnění pojetí W. B. Harlanda a M. B. Bailyho (1958), neboť jimi navržená řešení mají vztah k stanovení tektonického a strukturního režimu a metamorfní facii. Závěrem však upozorňuji na nutnost řešení morfologických klasifikací struktur. Někteří autoři — např. E. H. T. Whitten (1965) doporučují v tomto ohledu použít numerické taxonomie, která pro biologické obory byla vypracována R. Sokalem (1963). Je to metoda kvantitativního hodnocení strukturních příznaků, která se může stát nástrojem při zkoumání vlivu prostředí na daný strukturní typ a hodnocení vztahů podobnosti a uspořádání strukturních jednotek.

Do tlače odporučil M. Maheľ

PETR OREL

THE PROBLEM OF THE DEFINITION OF THE „STYLE" IN GEOLOGY

(Summary of the Czech text)

The problem to define the "style" can be traced from several standpoints. At first- from the standpoint of the explication of the primary meaning as far as the content of this conception is concerned. At second- from the standpoint of the evolution of the "style" as the aesthetical conception and its application to geological problems. At third- from the standpoint of using the term "style" in geology and the determination of its content in the structural geology.

The primary meaning of the style is interesting since the moment when it has been used for the indication of the construction of a literary work (scribendi genus) and for

the indication of the kind of architecturey (structurae genus). The style is possible to be translated as a "structurae genus" e. g. the kind of the structure. In this meaning we usually meet with the style in geology. We can use the style in this manner and subjoin the term to any concrete geological structure. We have the styles of folds, faults etc.

J. F. Turner and L. E. Weiss (1963) cited D. B. McIntyres' work (1951) and quoted that the style was introduced into geology by M. Lugeon. M. Lugeon confirmed (1948) that the style was taken from the realm of arts. On the basis of works of some theoretists of arts I have performed a list of opinions concerning the style. Further I try to construct the definition of the style for the application in natural environments.

I define the style as an expression of natural arrangement shown by a set of specific forms defining and prevailing, which are accompanied by unspecific forms- exceptional. Both the forms are in agreement with certain activity in certain period of time. The styl is influenced by the preexisting style and predeterminates some features of the subsequent style. The style is controlled by the surroundings from where it arises, by the material and its structure and symmetry. In the evaluation of the style we can find tendencies requiering the explanation of the style in mathematical terms because the styl is expression of certain natural regularities. In the characteristic of the style we summarize genetic facts or conditions of existence, which define the style's unity. The chaotic intermingling of styles is evidenced by the destruction of evolution linex.

From the standpoint mentioned above, definition of the tectonic style in a concrete region should explain the following sets of problems:

1. Determination of sets of specific and unspecific structural forms from the standpoint of morphology, geometry and quantity of individual types and their mutual relations in time and space. In solving of these problems we have to use classifications based on numerical symbols. 2. Determination of mechanical characteristics of the rocks and their behaviour in deformational milieu. 3. Determination of the symmetry of structures and stresses and their variations in the time orogenesis. 4. Determination of the genesis of structures.

From the review of the opinions it is possible to postulate several standpoits about the meaning of the style in geology.

1. The style is the concept of classification used in common diferentiation of various tectonic structures.

2. The style is significant in the definition of specific sets of structures which are controlled by tectonic facies, and has a direct meaning for the definition of tectonic and structural regimes.

3. From the standpoit of some authors, the style has a great significance for the definition of the phases of folding. According to other authors opinion its significance is negligible.

4. The style of folding has a great significance for the study of the mechanics of folding processes. Some types of folds are in close relation to rock material.

5. The style in the full sense (in the authors interpretation) could be useful in the synthesis of geological structures of orogenic belts. In this interpretation the style contains final summary of most important classification indications of the geological structures or sets of these structures already given.

Preložil autor

Geologické práce, Správy 57 | str. 43—51 | Bratislava | 1971

MICHAL MAHEĽ*

ZÁKLADNÉ TEKTONOGRUPY V KARPATOCH, NA BALKÁNE A V DINARIDÁCH

(nemecké resumé)

Abstract. The tectonic units, so abundant in the Alpides, are characterized by their own fiilling of (lithological-stratigraphical) content characteristic of them, dependent in the first place on the paleotectonic position in the geosyncline, on the paleotectonic type. Each paleotectonic type is particularly manifested in the tectonic style; consequently there exists a relation between the content of the units and the form of their tectonic style. It is expressed by the so called tectonogroups representing the bearing constructions of the tectonic units. The paper presents content and structural characterization of the fundamental tectonogroups of the Carpathians, Balkan and Dinarides.

Azda najcharakteristickejším znakom európskych alpíd je ich štruktúrna pestrosť a hojnosť tektonických jednotiek. Pritom podstatná časť týchto štruktúrnych elementov vyššieho radu má osobitnú tektonickú stavbu a stavebný štýl. Túto štruktúrnu pestrosť podstatne ovplyvnili procesy vrásnenia s rozdielnou intenzitou prejavov v jednotlivých segmentoch i v jednotlivých zónach toho istého segmentu, s rozdielnou orogenetickou polaritou a priestorovým rozložením. Všetky tieto faktory z hľadiska tektonického štýlu jednotiek možno zhrnúť pod pojem *priestorové postavenie počas vrásnenia*. Druhou skupinou činiteľov, ktoré ovplyvňujú tektonický štýl jednotiek, je ich *materiálový obsah*. Tektonické jednotky vyšších i nižších radov sa vyznačujú rozdielmi, osobitosťami v materiálovom, litologicko-stratigrafickom obsahu. Skutočnosť, že každá tektonická jednotka má osobitnú materiálovú náplň, a tým i stavbu, poukazuje na vzťahy medzi obsahom a formou tektonického štýlu. Obsah je predovšetkým dôsledkom *paleotektonickej pozície*.

Každý paleotektonický typ sa vyznačuje základným súborom fácií, vyplývajúcich z priestorového postavenia sedimentačnej zóny. V stavbe sa prejavujú podľa hrúbky a kompetencie samy, alebo s ďalšími súbormi vytvárajú nosnú konštrukciu tektonických jednotiek vyšších radov; predstavujú tak materiálnu bázu pre tektonické štýly. Pri zostavovaní tektonickej mapy karpato-balkánskych krajín sme rozlíšili celý rad typov nosných konštrukcií

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

a nazvali ich „tektonogrupami" (M. Maheľ 1968). Každé vývinové štádium má vlastný súbor fácií a ich rozdielne rozloženie počas vývoja alpskej geosynklinály závislé od rozsahu a intenzity polarity (najstaršie fácie sú hojnejšie a mocnejšie v najvnútornejších pásmach).

Paleotektonická členitosť niektorých segmentov (Východné Alpy a Karpaty) sa výrazne prejavuje v perme v prelomovom období medzi hercynidmi a alpidmi. Západné Karpaty nám poskytujú všetky typy permu bežné v alpidách; juhoalpský, oberostalpský, typ melafýrovej série, typ severoveporský a priplatformný, analogický balkánskemu typu. Každý má iné paleotektonické i štruktúrno-tektonické postavenie. Kým napr. typ priplatformný tvorí samostatné štruktúry — priečne neohercýnske depresie, výrazne diskordantné k alpským štruktúram, juhoalpský typ predstavuje hlboko a intenzívne zvrásnenú spodnú štruktúrnu etáž v podloží paraautochtónnych más Slovenského krasu; melafýrový perm vytvára spolu so spodným triasom čiastkovú jednotku, „zázemie" chočského príkrovu s výstužou mocného telesa melafýrov. Severoveporský perm naznačuje domovskú alebo koreňovú zónu kríž-ňanského príkrovu.

Rozmanitosť permu v Západných Karpatoch je extrémnym prípadom tohto vývinového štádia. Niektoré iné segmenty majú len jeden typ; na Balkáne zo zdanlivej monolitnosti sa vymyká zóna Kotlen a sakarská zóna. Nosnú konštrukciu vnútornejších jednotiek vytvárajú predovšetkým triasové komplexy, ktoré sme podľa paleotektonických druhov zaradili do niekoľkých typov: balkánsky, dinaridný, južnoalpský, oberostalpský alebo tirolidný, unterostalpský a bukovinský.

Balkánsky typ má pri pomerne malej pestrosti vápencovo-dolomitických komplexov triasu i menšiu štruktúrnu členitosť a štýlovú jednoduchosť, menšiu zrelosť a prevládajú v ňom vrásy veľkého polomeru zakrivenia. Protikladom je *typ dinaridný*, ktorý má najmenej tri materiálovo celkom odlišné komplexy: vápencovo-dolomitické, mocné vulkanity a detriticko-rádiolaritové komplexy. Vytvárajú podklad pre štruktúrnu členitosť s osobitným štýlom pre každý komplex; blokový, vrásový, komplex voľných šupín i bradiel.

Oberostalpský typ je charakterizovaný mocnými triasovými vápencami a dolomitmi, ale i pri značnej podobnosti je materiálovo diferencovaný nielen v smere vertikálnom, ale i v každej jednotke osobitne. Preto máme takú hojnosť čiastkových tektonických jednotiek v Severných vápencových Alpách a vo vnútorných Karpatoch. Odlišujú sa len tektonickým štýlom mierne zavrásnených krýh. Zvlášť výrazne sú diferencované jednotky s hlbinnejšími fáciami (reiflinské vápence, lunzské vrstvy). *Juhoalpský typ* tvorí prechod medzi oberostalpským a dinaridným typom. Charakteristická je jeho štruktúrna náväznosť na mocné permsko-triasové komplexy. Vápencovo-dolomitické komplexy, ktoré vytvárajú jeho kostru, sú rozčlenené na vrchnotriasové

a anisové komplexy mocnou polohou pestrých fácií s vulkanitmi; tenkolavicovité vápence s tufitmi a rádiolaritmi bohaté na kremeň-buchensteinské vrstvy; doskovité a rohovcové vápence, vápencové bridlice s tufitmi, tufmi, keratofýrmi, diabázmi a porfyritmi i s vulkanickými aglomerátmi—wengenské vrstvy; ako dôsledok zvýšenej dynamiky vznikli zlepence—spodnokarnické kasianske vrstvy—bridlice, pieskovce; raiblerské vrstvy—slienité vápence, slienité bridlice, hľuznaté bituminózne vápence a tufity.

Unterostalpský a *bukovinský typ* predstavujú materiálovo pomerne monotónne kompetentné komplexy triasových vápencov a dolomitov so spodnotriasovými kremencami na báze. Pre unterostalpský typ sú charakteristické karbonatické brekcie, rauwaky a slabšie zastúpenie jury, hlavne v bridličnatom vývoji (A. Tollmann 1967). V skupine bukovinských príkrovov triasové členy vytvárajú podložie mladším jurským spodnokriedovým až strednokriedovým súvrstviam, ktoré sú materiálovo, a tým i štruktúrne podstatne pestrejšie. Pre bukovinský príkrov sú zvlášť typické pelagické fácie titónneokómu (aptychové vrstvy zv. „Lunca") a barém-albský wildflyš s bradlami — olistolitmi s mocnými zlepencami, brekciami, jaspismi, diabázmi a melafýrmi. No i napriek štruktúrnej diferencovanosti vo vertikálnom smere a neprítomnosti plastického člena v celkoch rôznej kompetencie (napr. keuper v skupine krížňanských jednotiek Západných Karpát) sa štruktúrne nerozčlenili na samostatné celky.

Alpínska geosynklinála je paleotektonicky najpestrejšia v jure až spodnej kriede. Vyznačuje sa pestrou paletou fácií, ich náhlymi zmenami v smere vertikálnom i horizontálnom, súbormi fácií, ktoré sú v susedných jednotkách paleotektonicky protikladné (prah — priehlbina), rozdielnou hrúbkou a vrásniteľnosťou materiálu.

Obsahom dolomitov uprostred jursko-kriedových vápencových más a štýlom vrás o veľkom polomere sa najviac podobá na skupinu jednotiek s triasovou nosnou konštrukciou *západodinarský typ*. Je rozšírený v externých jednotkách dinaríd: Vysoky Krš, dalmatínske vrásy. V tektonických jednotkách Východných a Južných Karpát nosnú konštrukciu vytvárajú vrchnojursko-spodnokriedové vápence štramberskej fácie (prahové typy), ktoré majú analogický tektonický štýl. V príkrovových exponovaných pozíciách sú zvlnené kryhy. Pestrosť štruktúry jednotiek tohto prahového typu je obohatená o štýl sprievodných komplexov. Podľa nich sme rozlíšili podtypy: a) golubacký s mocnejším soklom triasových vápencov a dolomitov; b) transylvánsky s pestrými fáciami triasu a spodnej i strednej jury, detailnejšie zvrásnenými; c) timócky s mocnými strednokriedovými detritickými vápencami a pieskovcami v nadloží štramberských vápencov.

Osobitným paleotektonickým typom sú do blokov členené geantiklinálne zóny s rozdielnymi mocnosťami priplatformného triasu v jednotlivých blo-

koch. Pretože ležia pri vonkajšom okraji „interníd", sú pre ne charakteristické faciálne pestré jurské a kriedové členy. U niektorých typov prevládajú kordilierové fácie, u iných zas euxinské fácie. Členitosť sa uplatňuje i počas vrásnenia a odráža sa v blokovom tektonickom štýle, ktorý je spestrený štýlom mladších členov, nezrelých bradiel a bradlových šupín: pri kordilierovom type prevažuje krinoidový vápenec, urgónske vápencové fácie,—tzv. podtyp tatranský; typ s monoklinálne šupinovite uloženými slieňovcovo-bridličnatými fáciami nazvime podtyp fatranský.

U bihorského podtypu spodnejšiu štruktúrnu etáž vytvárajú vápence so značným podielom vápencov štramberského typu — teda i s vrásami veľkého polomeru zakrivenia. Vrchnú etáž predstavujú bridličnaté monoklinálne, šupinovite uložené mocné alb-cenomanské bridličnato-slieňovcové komplexy.

Najcharakteristickejšími paleotektonickými typmi jury a spodnej kriedy sú pretiahnuté široké brázdy. Štruktúrne elementy vyvrásnené z pozdĺžnych žľabov a brázd sú typické intenzívne prevrásnenými batyálnymi, hlavne slieňovcovými fáciami. Ich štruktúrna samostatnosť závisí od mocnosti lepšie vrásniteľných komplexov, ale i od stupňa zviazanosti s prahmi. V Starej planine vytvárajú vyššiu štruktúrnu etáž nad mocným triasovým soklom. V severnejšom pokračovaní v Južných Karpatoch je výraznejšia laterálna zviazanosť jursko-spodnokriedových batyálnych členov s prahovými, v dôsledku čoho súvisia i štruktúrne. V iónskej jednotke je charakter brázdy (sillon) zreteľný hlavne v období dogger-neokómu, reprezentovaný slieňovcami a pelagickými vápencami s rohovcami (facies Vigla), ktoré sú silne prevrásnené. Nadložný mocný flyš (vrchný eocén až burdigal) má tiež charakter vrásniteľného komplexu — flyš s. s. a vápencový flyš. Celá jednotka je zvrásnená do úzkych, pretiahnutých, zväčša vztýčených vrás. Ostro kontrastuje s podstatne miernejšími štruktúrami susedných prahových jednotiek: Sasan na západe (vápence západodinarského typu) a Gavrovo na východe (vápence západodinarského typu — krieda až stredný eocén) s piesčitým flyšom (vrchný eocén — oligocén).

Osobitným paleotektonickým typom je *priehlbinový trogový typ* s mocnými komplexmi slieňovcov (lias-neokóm), sprevádzaný rádiolaritmi (dogger-malm) pri ukončení sekvencie flyšoidnými až flyšovými komplexmi. Tento dobre vrásniteľný komplex s vrásovým tektonickým štýlom je štruktúrne spätý so svojím mocným triasovým, najčastejšie klinovite ukončeným podstavcom. Tektonickú pestrosť často zvyšujú sprievodné kordilierové fácie, vystupujúce vo forme malých zón bradlovitých šupín s čiastočnou tektonickou selekciou a menšou rozbitosťou. Prejavuje sa miestami silne porušenými antiklinálnymi a synklinálnymi štruktúrami. Prototypom je krížňanská jednotka Západných Karpát, čiastočne i frankenfeldský príkrov, Bajuvaricum a algonský príkrov.

Odlišným trogovým typom sú helenidné jednotky Budva a Zukali. Majú pestrý obsah a sú rozmanito vrásniteľné, a preto sú vertikálne i laterálne štruktúrne členené. Charakteristický je pre ne obsah mocných rádiolaritov a triasových vulkanitov porfyrit-hornsteinovej série a menej vrásniteľných vápencov. V jednotke Budva je i mocný anisský flyš, resp. flyšoid.

K priehlbinovým typom patrí i pieninský vulkanogénny priehlbinový typ, pre ktorý sú charakteristické mocné ílovcovo-argilitické fácie predflyšu a hojné bázické kriedové vulkanity. Ich materiálová monotónnosť vytvára podklad pre jemne šupinovitý a šošovkovitý štýl; geotektonická pozícia v hlbokých brázdach tektonicky aktívnych zón spôsobuje jeho intenzívnu stlačenosť. Príkladom úzkej podmienenosti štruktúrnej pestrosti od variabilnosti a pestrosti materiálu je bradlové pásmo Západných Karpát. Základ materiálu tvoria paleogeograficky antagonistické sekvencie kordilierového (czorsztýnska) a priehlbinového typu (pieninská). Ich zviazanosť prechodnými sériami potvrdzuje paleotektonickú dvojjedinosť; tento typ sme vyznačili ako osobitný, heterogénny. Materiálová pestrosť s náhlymi zmenami fácií v horizontálnom i vertikálnom smere poskytla podklad pre veľmi pestrý bradlový štýl s ostrou mechanickou diferenciáciou členov podľa ich kompetencie, ktorý vďaka dvom vrásneniam možno právom považovať za štýl štruktúrnej zrelosti (Z. Roth 1963). Ostatné zóny alpíd sú intenzívne zvrásnené len raz.

Analógiu, i keď nie veľmi výraznú, môžeme nájsť v jednotke Kotel na Balkáne. Prejavuje sa pestrosťou a faciálnou heterogenitou, prešmykmi roztrhaných antiklinálnych štruktúr (synklinály sú na prešmykoch tektonicky redukované) a charakterom megatektonikov. Obidve sú geneticky viazané na zónu hlbinných zlomov, každý však v iných podmienkach. Obidva možno zaradiť do skupiny tektonogrúp hlbinných zlomov.

Azda najnázornejšie príklady vzťahu paleotektonickej pozície k tektonickému štýlu poskytuje v alpidách flyšový komplex, považovaný za diastrofické fácie, geneticky späté s tektonickým nepokojom. Štruktúrny význam flyšových komplexov závisí od geotektonického postavenia. Flyšové fácie predorogénnych štádií, napr. lunzské vrstvy v triase, sú ukazovateľom geotektonicky najaktívnejších jednotiek v priebehu sedimentácie (lunzský príkrov, chočský príkrov) a prejavujú sa štruktúrne ako členy rozdeľujúce vápencovo-dolomitický komplex na dve štruktúrne podetáže. Vytvárajú často plochy, na ktorých sa príkrov rozdeľuje na dve nezávisle sa pohybujúce časti. Bezprostredne predorogénne flyšové fácie ukončujúce mezozoické, prevažne vápencové, resp. vápencovo-slieňovcové sekvencie vďaka dobrej vrásniteľnosti spestrujú vrchné časti jednotiek. Pri príkrovoch sú spravidla nakopené v čelných častiach a vytvárajú digitácie. Mocnejšie komplexy flyšu sa prejavujú ako samostatné časti s vlastným tektonickým štýlom, a to buď ako samostatné etáže štruktúrno-tektonických jednotiek, ako čiastkové tektonické jednotky, ba

i ako samostatné tektonické jednotky. Posledný prípad je typický pre flyšové žľaby v internidách (Ceahlau a Severin v Karpatoch, Mureš v Apusinách, Luda Kamchija na Balkáne, bosňacká v dinaridách). Celé súbory tektonických jednotiek budované flyšom nájdeme vo flyšovom pásme Východných Álp, Západných a Východných Karpát. Celkove je flyš dobre vrásniteľný. Jeho jednotlivé typy však podmieňujú do značnej miery typ tektonického štýlu. Vápencový flyš s najtypickejším predstaviteľom — sinajskými vrstvami (slieňovcovo-ílovcové súvrstvie s vložkami pieskovcov, slienitých vápencov) obyčajne utvára štýl vztýčených vrás, často prevrásnených a pretrhaných prešmykmi. Jemné zvrásnenie je typické hlavne v sinajských vrstvách (tešínsky príkrov, podstatná časť Ceahlau, Severín i titón-neokómska etáž stredného Predbalkánu a balkánskej zóny). Prevrásnením menšími vrásami sa vyznačuje aj drobne rytmický flyš zvaný flyš s. s.

Piesčitý flyš s mocnými lavicami až masami pieskovcov vytvára podklad pre vrásy veľkého polomeru zakrivenia. Tvorí jadrovú časť príkrovov. Len v spodnej časti čela príkrovov sa nachádza šošovkovitý a šupinovitý štýl, ktorý vznikol zhrnutím plastickejších členov a ich tektonickou redukciou.

Aleuritický flyš až kryptoflyš s prevahou ílovcov s vložkami piesčitých vápencov, vápencov, siltov i pieskovcov a s polohami slieňov vytvára štýl jemných šupín.

V niektorých tektonických jednotkách možno sledovať vertikálne zmeny typu flyša, a tým i zmeny tektonického štýlu. Zvlášť výrazné sú v zóne Mureš vo vonkajších Apusinách. Pri regionálnej mierke (tektonická mapa KBA) bolo treba takýto flyš nazvať heterogénnym so zmenami typov flyšu nielen vo vertikálnom, ale i v laterálnom smere (v západnej čiastkovej jednotke je napr. poradie: 1. aptychové vrstvy s ofiolitmi a jaspismi — titón; 2. vápencový flyš neokóm; 3. piesčitý flyš — barém až spodný alb; 4. flyš s vulkanitmi — senón. Východnejšie je však poradie: 1. piesčitý flyš — barém; 2. vápencový flyš s aglomerátmi — apt; 3. aleuritický flyš ležiaci diskordantne — vrchný alb; 4. wildflyš — cenoman; 5. flyš s. s. — senón.

Okrem zmien typov flyšu patrí k zvláštnostiam značný podiel wildflyšu a vulkanických hornín. Obsahová heterogénnosť sa prejavuje v tektonickej členitosti do radu šupín, oddelených navzájom iným typom flyšu a prešmykmi, ktoré sledujú plochy materiálovej diskontinuity.

Flyš sa u väčšiny dinaridných jednotiek vyznačuje mocnými polohami organogénnych vápencov, ktoré vytvárajú jeho kompetentnejšiu výstuž. Podmieňujú nielen jeho genetickú, ale aj štruktúrnu súvislosť s podložnými vápencovými komplexmi. Vyčlenili sme ho ako osobitný typ a nazvali adriatickým. V Karpatoch sa objavuje podobný typ v najexternejšej jednotke „Unite marginale".

Heterogénnym typom flyšu je flyš Krasta, vystupujúci v jednotke Zukali. Typický je značnou premenlivosťou fácií. V spodnej časti (maastricht — dan) je prevažne karbonatický, kde sa pestré slieňovce striedajú s vápencami. Vyššie, uprostred pieskovcov argilitového flyšu, sú hojné organodetritické a numulitové vápence, zlepence a vápencové olistolity. Bohaté sú fácie wildflyšu. Najvyššie časti (priabón) vytvára prevažne piesčitý flyš s tenšími polohami argilitov.

Osobitné je tektonické postavenie flyšových fácií, ktoré vznikali medzi dvoma vrásovými periódami: kriedovou a rane paleogénnou. Nachádzame ich v Južných Karpatoch a na Balkáne, čiastočne i vo vnútornejších zónach dinaríd. Niekde je ich podiel značný (danubikum), inde majú iba funkciu sprievodných fácií spolu s karbonatickými, kde tvoria vrch výplne naložených synklinálnych štruktúr, vyplnených pestrými, prevažne terigénnovulkanogénnymi fáciami. Kriedový flyš vystupuje mocnejší v timockej zóne, paleocénny v Severných vápencových Alpách. Vo východnej časti Stredohoria je mocný turónsky flyš (Burgaské synklinórium a západnejšie Surnena Gora synklinórium), v spodnejších častiach výplne naložených synklinórií. Najčastejšie ide o piesčitý flyš, ktorý miestami prechádza do čiastočne vulkanogénneho flyšoidu. V timockom grabene a v Stredohorí často flyšové, resp. flyšoidné fácie sú sprevádzané pestrými fáciami couche-rouge kryptoflyšu. Podobne je tomu i v naložených štruktúrach vrchnokriedovo-paleocénnych v Severných vápencových Alpách, kde sprevádza tzv. gosauskú fáciu: súbor nepravidelne rozložených, prevažne detritických fácií (sliene, pieskovce, konglomeráty) a rudistové rífové vápence. Vo vnútorných dinaridách maestricht-danský flyš završuje medziorogénny cyklus reprezentovaný mocným komplexom organogénnych vápencov — pseudomolasy. Stupeň prevrásnenia závisí od intenzity paleogénneho vrásnenia (slabé na Predbalkáne, intenzívnejšie v danubiku a vo vnútorných dinaridách).

Flyš sa typicky podieľa v hrubých masách na výplni pozdĺžnych neskorotektonických včasných depresií, v dôsledku čoho je len slabo postihnutý vrásnením. Takýto neskorotektonický flyš nájdeme vo vnútorných Karpatoch ako centrálnokarpatský a vo Východných Karpatoch ako transkarpatský. Smerom k bradlovému pásmu narastá jeho tektonická prepracovanosť i stratigrafický rozsah.

Jednotky vytvorené v posledných štádiách geosynklinálneho vývoja alpíd sú vyplnené hlavne molasami. Sú výrazne diferencované podľa paleotektonickej pozície, a to čiastočne obsahom fácií, hlavne však ich štruktúrnym charakterom. Čelnú predhlbeň vypĺňajú lineárne synklinálne zóny nadväzujúce obsahovo i štruktúrne na flyš, postihnuté vlnami vrásnenia, ktoré slabnú smerom k platforme. Vo vnútorných jednotkách sa formujú kotliny spočiatku

v pozdĺžnom smere (pokriedové a posávske zasiahnuté slabším vrásnením hlavne v susedstve okrajových zlomov), neskôr v priečnom smere s intenzívnymi poklesmi pozdĺž zlomov, najčastejšie v dvoch na seba kolmých párových systémoch.

S obsahovou pestrosťou mezozoika a kenozoika i s jeho rozmanitosťou tektonických štýlov ostro kontrastuje jednotvárnosť flyšových a flyšoidných predpaleozoických a staropaleozoických komplexov. Ich tektonický štýl, v podstate hlbinný je ovplyvnený predovšetkým priestorovou pozíciou počas alpínskeho orogénu. Tieto staré jednotky predstavujú iný paleotektonický i štruktúrne tektonický typ. Najbližšie sú im flyšové brázdy, ktoré vznikli v titóne a rozvíjali sa v kriede, prípadne v paleogéne. Pravda, tie sú podstatne chudobnejšie o prejavy vulkanizmu, hlavne o prejavy kyslého vulkanizmu a plutonizmu, ktorý sprevádza bázické vulkanity.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

[1] Maheľ M., 1968: Some Common Features and Particularities of Carpathians and Alps. XXIII. International Geological Congress Vol. 3, Praha. — [2] Roth Z., 1963: Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den mährisch-schlesischen Beskiden und der Mährischen Pforte. Mitteilungen Bd. 56/2.

M. MAHEĽ

DIE GRUNDLEGENDEN TEKTONOGRUPPEN IN DEN KARPATEN, BALKAN UND DINARIDEN

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

Zahlreiche und verschiedenartige tektonische Elemente der Alpiden sind das Ergebnis einer Mannigfaltigkeit (zeitlicher und qualitativer) von Faltung und fazieller Vielfalt der Gesteinsmassen des alpinen Zyklus. Eine besondere Bedeutung betrifft hirbei die paläotektonische Gliederung. Ihre Folgeerscheinung bei stadialer Geltendmachung evolutionärer und orogenetischer Polarität ist die Fülle tektonischer Einheiten und die Buntheit der tektonischen Stile, also charakteristische Züge für strukturell besonders komplizierte Segmente der Alpiden.

Jeder paläotektonische Typ zeichnet sich durch die grundlegende Gesamtheit der Fazies und ihrer räumlichen Verteilung aus. Beim Bau der Trägerkonstruktion der tektonischen Einheiten von erster oder zweiter Ordnung, bildet er die materielle Basis für den tektonischen Stil. In den Alpiden kann eine ganze Reihe solcher Trägerkonstruktionen

mit unterschiedlichen Stilen — wir benannten sie „Tektonogruppen" (M. Mahel' 1968) — unterschieden werden.

Der Inhalt der „Tektonogruppen" und ihr tektonischer Stil unterscheidet sich je nach der Position im Raum und nach dem Entstehungsstadium. Die inneren Einheiten haben meistens faziell weniger ausgeprägt differenzierte Komplexe der Trias, die mittlere Gruppe der Einheiten zeigt eine Verschiedenheit der Fazies paleotektonisch sehr oft antagonistisch (Jura — Kreide); die äussere Gruppe bilden die Einheiten mit Flysch, paläotektonisch oft stark differenziert sind. Eine bunte Palette, so inhaltlich wie auch stilgemäss, zeigen die zwischenorogenen Einheiten, auch jene, die in den Endstadien der Bildung der Alpiden (hauptsächlich Becken) entstanden sind.

Die inhaltlich geringe Vielfalt der vorpaläozoischen Komplexe der Alpiden, vorwiegend mit Flysch und flyschoiden Komplexen, kontrastiert scharf mit der Vielfalt des Mesokänozoikums. Nur die beträchtliche Menge und Mannigfaltigkeit des Vulkanismus gestalten sie abwechslungsreicher. Sie stellen einen anderen paläotektonischen und strukturell-tektonischen Typ vor, sie entstanden unter Bedingungen einer unterschiedlichen Kruste, einer ozeanischen. Diesem Krusten-Typ stehen in den Alpiden die Flysch-Furchen am nächsten. Sie entstanden grösstenteils bereits im Tithon, gleichzeitig mit dem ersten Auftreten von Kreide-Faltungen.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 57 | str. 53—64 | Bratislava | 1971

KAREL BENEŠ*

STRUKTURNÍ CHARAKTERISTIKA GRANITOIDŮ ČESKÉHO MASÍVU

(5 obr. v textu, anglické résumé)

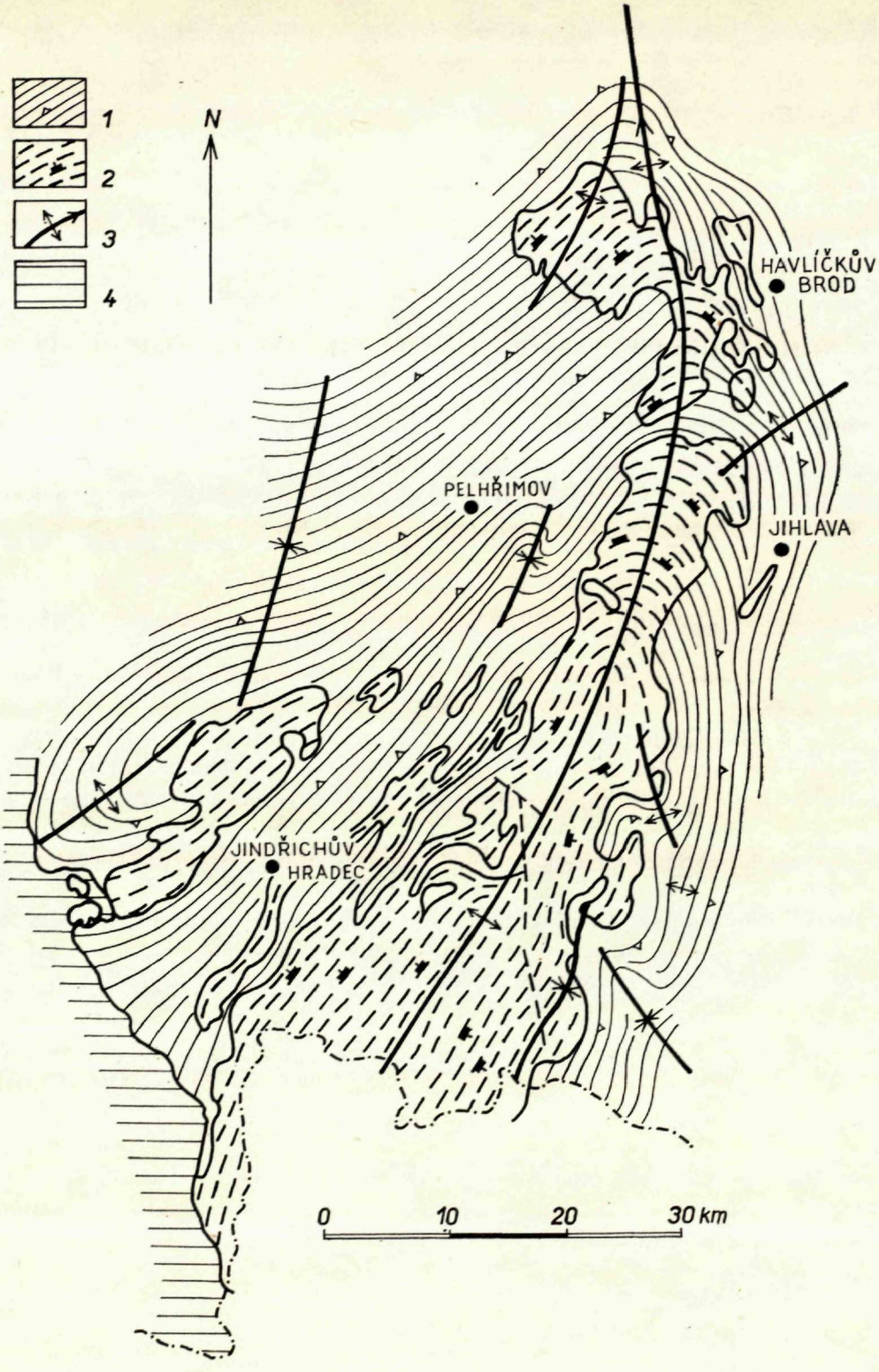
Tělesa granitoidů jsou strukturně-geologickými, stavebními prvky zemské kůry a zaujímají proto určité místo při jejím vzniku a vývoji. Analýza vnitřní stavby je jednou z metod, která může vhodně přispět k vyřešení nejen vývoje granitových těles samých, ale i k jejich zařazení do celkového vývoje zemské kůry. Je proto nezbytně nutné řešit vnitřní stavbu granitoidních těles ve spojení s vnitřní stavbou jejich pláště (K. Beneš 1968).

Český masív je pro studium vnitřní stavby granitoidních hornin velmi vhodný, neboť se zde setkáváme s řadou různých granitoidních těles od syntektonických až po typicky posttektonické. Ze syntektonických těles byly studovány zejména migmatitové plutony, tvořící klenbovité struktury. Posttektonické plutony jsou symetricky rozmístěny kolem centrální moldanubické antiklinály; v jejím jádře leží centrální moldanubický pluton, symetricky k němu leží hraniční plutony středočeský a železnohorský, symetricky jsou rozmístěny dále durbachitické horniny (třebíčsko-meziříčský masív a Čertovo břemeno), syenitické horniny (táborský a jihlavský). Na vnějším okraji moldanubické struktury leží kyselé granitické horniny (drobné masívky ve svrchním proterozoiku, karlovarský pluton a krkonošský pluton).

Pretektonická a syntektonická granitoidní tělesa

V Českém masívu se setkáváme s hojnými granitoidními tělesy pretektonickými a syntektonickými a to v moldanubiku, v kutnohorském krystaliniku a krušnohorském krystaliniku. Jde o rozsáhlá tělesa ortorulového a migmatitového charakteru, ležící vždy v jádrech antiklinórních struktur. Z velkého souvrství těchto granitoidních těles poukáži na tělesa, která po stránce strukturní jsou nejlépe zpracována.

* Československá akademie věd, Geologický ústav, Praha 6-Suchdol


1
2
3
4
N
HAVLÍČKŮV BROD
PELHŘIMOV
JIHLAVA
JINDŘICHŮV HRADEC
0
10
20
30 km

Kutnohorské ortoruly tvořené petrograficky různými typy ortorul od středně zrnitých až po hrubozrnné (J. Koutek 1941) jsou součástí assyntsky metamorfovaného krystalinika kutnohorského, tvořeného svory, rulami a migmatity. Celé území kutnohorského krystalinika je tvořeno mohutnou antiklinórní zónou a osou ZSZ—VJV s mírným megasynklinórním zvlněním směru SSZ—JJV. Osy vrás a lineace jsou dvojího směru (K. Beneš 1962, 1964) a to mladší směru Z—V až JZ—SV a starší směru SSV—JJZ až SSZ—JJV. Plány vnitřní stavby v tělese ortorul jsou zcela shodné s plány vnitřní stavby okolních rul; obdobně souhlasí i puklinové tektoniky.

Kateřinohorské ortoruly tvoří jádro Kateřinohorské klenby, která představuje mohutné megabrachyantiklinórní pásmo v Krušných horách s osou V—Z. Vrásové osy a lineace zde mají jednotný směr V—Z (K. Beneš—J. Holubec 1957). Setkáváme se zde s plástevnými až stébelnatými ortorulami, které v jádrech vytvářejí až hrubozrnné okaté a velmi slabě usměrněné granitům podobné horniny. Projevuje se zde naprostá jednota prvků vnitřní stavby jak v synmetamorfních granitech, tak i v jeho plášti. Horniny jsou klasické tektonity B s odpovídajícím plánem puklin (pukliny *ac*, *bc* a *hkl*).

S obdobnými poměry se setkáváme ve Svratecké antiklinále (K. Beneš 1962, 1964), kde vystupují v jádře v hrubozrnné syntektonické granitoidy, obdobné krušnohorským. Také zde jde o tektonity B s jednotným plánem puklin odpovídajícím tektonice B. Zcela odpovídající vnitřní stavbu mají i syntektonické granitoidy v oblasti ohebského krystalinika.

V moldanubiku, které je typické vývojem tektonitů $B \wedge B'$ je poněkud složitější obraz vnitřní stavby puklin; přesto však je možno stanovit oba plány puklin, které přináležejí jednotlivým osám B. Přesně tuto $B \wedge B'$ vnitřní stavbu můžeme sledovat ve všech granitoidech moldanubika jako v běstvinské ortorule, v bílecké ortorule, v uhelnopříbramské ortorule, v postupickém komplexu a v podolském komplexu (K. Beneš 1962, 1964, 1968). Obdobné vztahy z ortorul v Krkonoších uvádí též M. Máška (1954) a J. Chaloupský (1962).

Z uvedených příkladů vyplývá, že syntektonické granitoidy zachovávají zcela jednotný plán vnitřní stavy s pláštěm a mají společně s pláštěm úplně shodné prvky vnitřní stavby, a to pokud se týká geneze i typu.

◄

Obr. 1 **Schematická strukturně-geologická mapa moldanubického plutonu (centrální část) a jeho pláště;** 1 — moldanubikum, směr ploch ss; 2 — paralelně-plošná orientace, orientace uzavřenin a smouh v granitech; 3 — osy megavrás; 4 — křída a terciér

Fig. 1 Diagrammatic structural-geological map of the Moldanubian Pluton (the Bohemian—Moravian branch) and its mantle. Compiled by K. Beneš 1970; 1 — Moldanubicum, trend of *ss*-surfaces; 2 — parallel planar orientation in granitic rocks; 3 — major fold structures; 4 — Cretaceous and tertiary

Posttektonická tělesa granitů a granitoidů

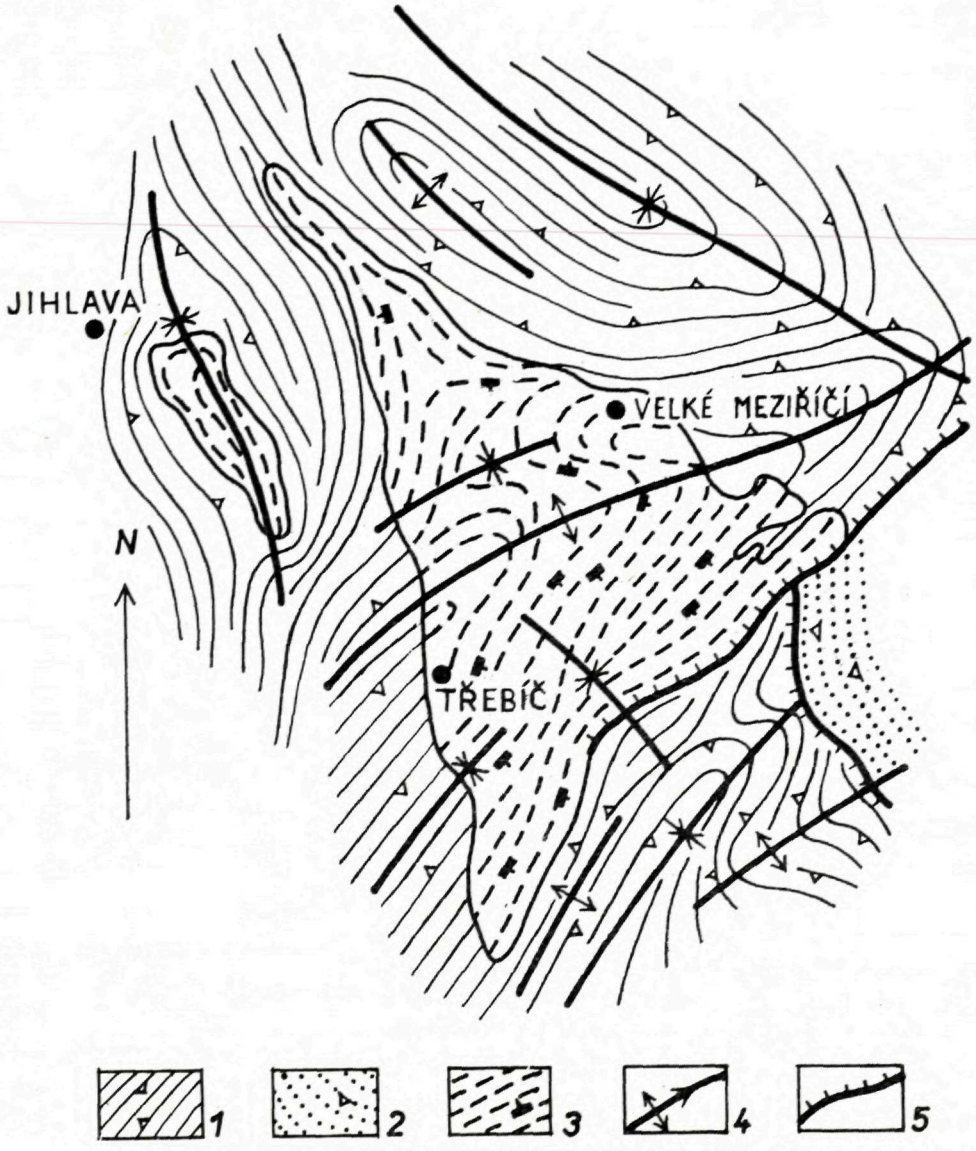
Centrální moldanubický pluton je největším posttektonickým plutonem na území Českého masívu. Leží v ose Centrálního moldanubického antiklinoria směru S—J až SV—JZ. Je tvořen typickými granity tzv. eisgarnského typu, který se dále člení na základě zrnitosti a porfyrovitosti na další tři typy (mrákotínský, čiměřský a landštejnský); v jižní části je pluton tvořen granodiority (freistadtský a weinsberský).

Přestože moldanubický pluton je tvořen několika petrograficky odlišnými typy, jeho vnitřní stavba je zcela jednotná (obr. 1). Metamorfní břidličnatost moldanubických hornin pokračuje přímo uvnitř tělesa plutonu jako paralelně plošná orientace minerálů, orientace šmouh a orientace uzavřenin. Tato paralelně plošná orientace vyznačuje jednoznačně brachyantiklonorní uzávěr v s. části plutonu a antiklinórní stavbu v jižní části plutonu. Směry paralelně plošné orientace a metamorfní břidličnatosti jsou shodné i tam, kde styk plutonu s pláštěm je zcela diskordantní.

Třebíčsko-meziříčský masív je tvořen durbachitickými horninami (rastenberský typ). Masív je po strukturní stránce velmi těsně spojen s pláštěm (obr. 2); paralelně plošná orientace a uzavřeniny probíhají zcela paralelně s metamorfní břidličnatostí okolních hornin moldanubika a moravika. Středem celého plutonu probíhá hlavní antiklinální pásmo směru SV—JZ a na tato pásma navazují další drobnější synklinální a antiklinální zóny.

Druhým největším tělesem granitických hornin je Středočeský pluton. Leží ve středních až jižních Čechách mezi sedimenty algonkia a staršího paleozoika s relikty algonkických a staropaleozoických sedimentů v podobě ostrovů. Středočeský pluton je tvořen řadou petrograficky odlišných samostatných těles. M. Palivcová (1965) rozlišila všechny tyto typy do čtyř základních skupin. Při většinou pozvolném styku hornin středočeského plutonu na JV vystupují převážně tmavé, porfyrické a výrazově usměrněné horniny durbachitické, granodioritové až syenitové typy s biotitickými hybridními granitoidy (druhá skupina). Středem celého plutonu kolem ostrovní zóny leží tělesa středně zrnitých šedých granodioritů a tonalitů. Při styku se středočeským algonkiem při tepelném kontaktu vystupují tělesa hrubozrnných porfyrických granitových hornin.

Ačkoliv je středočeský pluton po stránce petrografické tvořen velkým počtem vyhraněných typů, po stránce analýzy vnitřní stavby se jeví jako jednolité těleso (obr. 3). Osy megastruktur přecházejí plynule z jednoho typu do druhého a obdobně je tomu i u paralelně plošné orientace a puklin. Z tohoto celkového plánu vnitřní stavby se vymykají pouze některá homogenní gabra, jemnozrnné aplitické žuly a těleso granodioritů Kosovy Hory.



Obr. 2 **Schematická strukturně-geologická mapa třebíčsko-meziříčského masívu a jeho pláště;** 1 — moldanubikum, směr ploch ss; 2 — moravikum, směr ploch ss; 3 — paralelně plošné orientace v granitických horninách; 4 — osy megavrás; 5 — zlomy

Fig. 2 Diagrammatic structural-geological map of the Třebíč—Meziříčí Massif and its mantle. Compiled by K. Beneš 1970. 1 — Moldanubicum, trend of *ss*-surfaces; 2 — Moravicum, trend of *ss*-surfaces; 3 — parallel-planar orientation in granitic rocks; 4 — major fold structures; 5 — faults

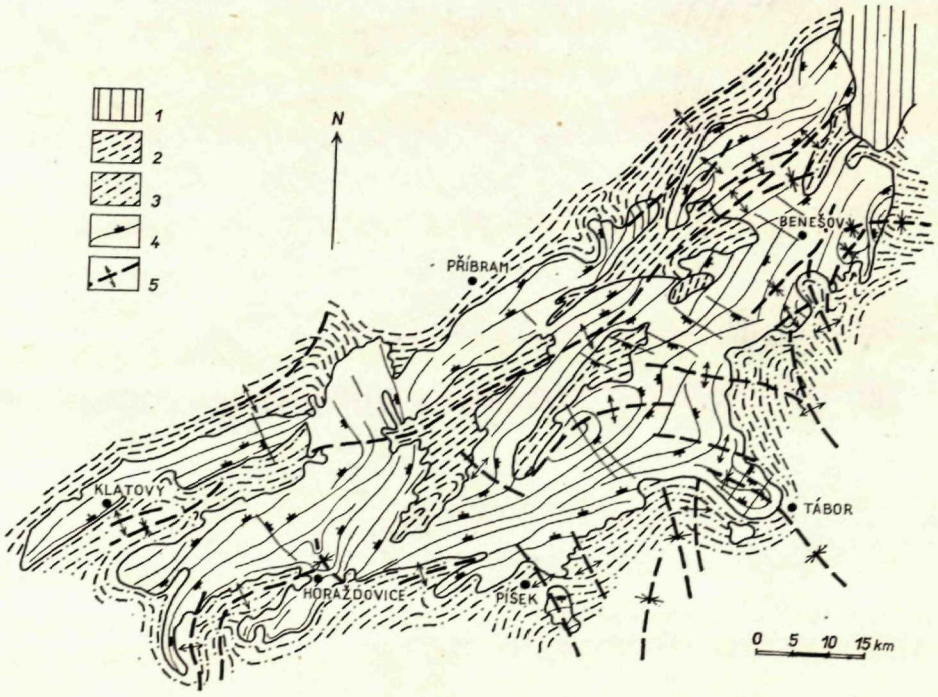
Ze strukturního hlediska rozpadá se středočeský pluton na 3 základní části:

a) moldanubická část, zastoupená tělesy při kontaktu s moldanubikem a charakterizovaná dvěma směry megavrás a to SZ—JV a SV—JZ

b) ostrovní část (centrální) charakterizovaná megavrásami směru SV—JZ; v této části leží také centrální antiklinórní zóna s brachyantiklinórním uzávěrem v Posázaví

c) svrchně-proterozoická část charakterizovaná proterozoickými megastrukturami směru SV—JZ.

Vzájemné vztahy vnitřní stavby středočeského plutonu a vnitřní stavby pláště jsou velmi intimní, a to jak u tokové vnitřní stavby (K. Beneš 1968), tak u puklinové vnitřní stavby. Paralelně plošná orientace navazuje bez-



Obr. 3 **Schematická strukturně-geologická mapa středočeského plutonu a jeho pláště;** 1 — perm a křída; 2 — sp. proterozoikum a starší paleozoikum; směr ploch ss; 3 — moldanubikum, směr ploch ss; 4 — paralelně plošná orientace v granitoidních horninách; 5 — osy megavrás

Fig. 3 Diagrammatic structural-geological map of the Central Bohemian Pluton and its mantle. — Compiled by K. Beneš 1967; 1 — Permian and Cretaceous; 2 — Algonkian and Early Paleozic, trend of *ss*-surfaces; 3 — Moldanubicum, trend of *ss*-surfaces; 4 — parallel planar orientation in granitic rocks; 5 — major fold structures

prostředně na břidličnatosti v plášti, brachystruktury pokračují z pláště do plutonu a puklinové systémy bez přerušení též přecházejí z plutonu do jeho pláště.

Látkově i strukturně je středočeskému plutonu velmi blízký Železnohorský pluton, a to zejména jeho nasavrcká část. Vkládá se mezi hlineckou zónu, ohebské krystalinikum a chrudimské starší paleozoikum. V jz. části jsou vyvinuty hybridní a zbřidličnatělé typy granodioritů, ve střední a sv. části středně zrnité granodiority a v severní části převládají červené žuly.

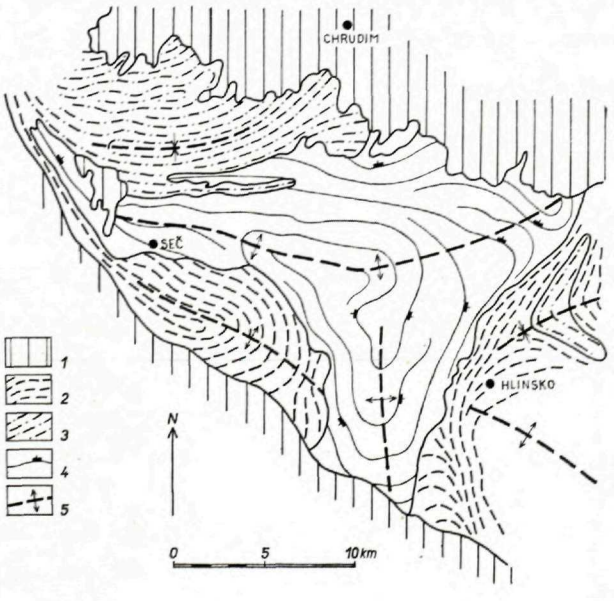
Toková vnitřní stavba (K. Beneš 1963, 1968), představovaná paralelně plošnou orientací, vytváří megavrásy (obr. 4). Nejvýznamnější je antiklinální zóna probíhající středem celého plutonu směru Z—V až SZ—JV. Průběh paralelně plošné orientace je znázorněn v obr. 4.

Puklinová vnitřní stavba je charakterizována vývojem výrazného systému puklin *Q*, které v celém plutonu leží vždy přesně kolmo k paralelně plošné orientaci. Klasickou polohu, tj. paralelní s paralelně plošnou vnitřní stavbou mají i pukliny *S*.

Vztah tokové i puklinové vnitřní stavby k plášti je velmi těsný. Megastruktury jsou paralelní s pláštěm a též puklinové systémy v plutonu se shodují s puklinovými systémy v plášti.

Lužický masív leží na s. okraji Českého masívu a tvoří meziformační těleso mezi severosaskou drobovou formací a rulami. Ačkoliv petrograficky

Obr. 4 **Schematická strukturně-geologická mapa železnohorského plutonu (nasavrcká část) a jeho pláště**



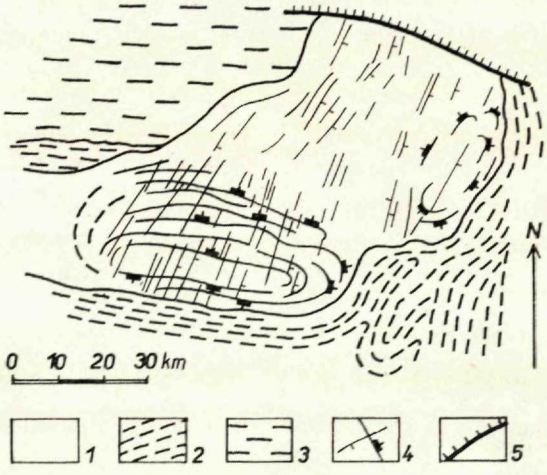
1 — perm a křída; 2 — průběh ploch ss ve svratecké antiklinále, ohebském krystaliniku a svrchním proterozoiku hlinské zóny; 3 — starší paleozoikum chrudimské synklinály a hlinské zóny — průběh ploch ss; 4 — paralelně plošná orientace v granitických horninách; 5 — osy megavrás

Fig. 4 Diagrammatic structural-geological map of the Železné hory pluton (the Nasavrky, part) and of its mantle. — Permian and Cretaceous; 2 — Svratka anticline and the Oheb crystalline complex, Algonkian of the Hlinsko Zone; trend of *ss*-surfaces; 3 — Early Paleozoic of the Chrudim syncline and the Hlinsko Zone; trend of *ss*-surfaces; 4 — parallel planar orientation in granitic rocks; 5 — major fold axes

není jednotným tělesem, po stránce vnitřní stavby je tělesem naprosto jednotným (G. Stenzel 1924). Tková vnitřní stavba je dána lineární orientací minerálů směru VSV—ZJZ, SV—JZ až SZ—JV. U tabulkovitých minerálů tato orientace vytváří až paralelně plošnou vnitřní stavbu. Nápadné je sblížení tokové vnitřní stavby s břidličnatostí pláště. Megavrásové struktury přecházejí ze stavby pláště do stavby masívu.

Klasickou vnitřní stavbu zde opět tvoří pukliny. Příčné pukliny *Q* zaujímají přesně kolmou polohu k vrásovým osám, a to jak v plutonu, tak i v plášti.

Krkonošsko-jizerský pluton leží v s. části Českého masívu v centrální části kaledonského pohoří. Jeho vnitřní stavbu vyřešil H. Cloos (1925). Pluton je látkově jednotné těleso. Pluton má zřetelnou paralelně plošnou



Obr. 5 **Krkonošsko-jizerský pluton a jeho plášť** (H. Cloos 1924); 1 — granity; 2 — algonkium a starší paleozoikum; 3 — ortoruly; 4 — paralelně plošná orientace a pukliny v granitu; 5 — zlomy

Fig. 5 The Krkonoše—Jizerské hory pluton and its mantle. Compiled by H. Cloos (1924); 1 — granitic rocks; 2 — Algonkian and Early Paleozoic of the Krkonoše Mts.; 3 — Orthogneisses of the Krkonoše Mts; 4 — parallel planar orientation and joits in the granitic rocks; 5 — faults

orientaci, která vytváří dvě klenby (obr. 5). Podle M. Mášky (1954) osy těchto kleneb se shodují s osami megavrás a os *B* v okolním krystaliniku. Příčné pukliny *Q* probíhají kolmo k paralelně plošné orientaci a souhlasí s puklinami *ac* okolního krystalinika. Obdobný stavební plán mají i pukliny *S* (*bc*).

V Míšeňském masívu, tvořeném syenodiority, diority a granity podle H. J. Behra (1968) setkáváme se s jednotnou tokovou i puklinovou vnitřní stavbou, která je v úzkém vztahu k okolním horninám. Paralelně plošná orientace vzniklá ve fázi tečení je prvkem tokové vnitřní stavby; vytváří zřetelné klenby a megavrásy. Lineárně paralelní vnitřní stavba je součástí rozpínání (Streckungsgefüge) a leží vždy kolmo nebo kose k paralelně plošné orientaci. Puklinová vnitřní stavba, studovaná zejména na puklinách *Q*, odpovídá zcela plánu vnitřní stavby paralelně plošné orientace; pukliny *Q* leží kolmo k paralelně plošné orientaci a odpovídají i puklinám *ac* v okolních horninách.

V Eibenstockém plutonu petrograficky tvořeném několika typy granodioritů až granitů horských a rudohorských se setkáváme v jeho s. části podle H. J. Behra (1967) s výraznou lineárně paralelní orientací zejména živců F. Schust (1963), která je přesně paralelní s okrajem plutonu, který leží napříč geologické stavbě. K určitému vyrovnání a sblížení dochází v české části Krušných hor (J. Holubec 1968) a zejména v j. části v oblasti Karlovarského plutonu. V s. části plutonu puklinová vnitřní stavba podle H. J. Behra (1968) odpovídá klasické poloze puklin: pukliny Q leží přesně kolmo k lineárně paralelní vnitřní stavbě a pukliny S jsou s ní paralelní.

Závěr

Ze studia vnitřních staveb těles plutonů a jejich vztahů k vnitřním stavbám pláště vyplynuly některé základní zákonitosti přispívající k mechanismu vzniku granitoidních hornin.

V pretektonických a syntektonických tělesech granitických hornin (žuloruly a ortoruly) prvky vnitřní stavby jsou plně podřízeny plánu vnitřní stavby charakteru tektonitů S, B, eventuálně $B \wedge B'$ a R. Puklinová vnitřní stavba je zcela zákonitá a odpovídá tektonice S, B, event. $B \wedge B'$ a R. Kolmo k osám B v rovině utváření vznikají příčné pukliny ac, a dále zákonité pukliny podélné bc a kosé hkl. Utváření celé vnitřní stavby zde probíhá během jednoho základního procesu — metamorfního vrásnění; plošné i lineární vnitřní stavby jsou v přímém vztahu k puklinovým vnitřním stavbám.

Vnitřní stavba žulorulových a ortorulových těles se naprosto shoduje s vnitřní stavbou pláště, tvořeného pararulami. Symetrie pláště i těles jsou homotaktní a orientace os B je homoaxní. Předpokládá se vznik v plastickém prostředí a jedním z hlavních pochodů, který se uplatňoval při vzniku bylo plastické tečení (vznik vrásových a puklinových vnitřních staveb).

Posttektonická granitová tělesa jsou tvořena i v rámci jednoho tělesa řadou petrograficky odlišných těles od gaber až po granity s klasickými granitickými strukturami.

Prvky vnitřní stavby u všech granitových a granitoidních těles jsou výrazné. Toková vnitřní stavba je charakterizována buď paralelně-plošnou orientací danou smouhovitostí, šlíry a uzavřeninami, nebo lineárně paralelní orientací minerálů. Vznik této orientace předpokládá plasticko-viskózní až viskózní prostředí. Paralelně plošná orientace je obdobou ploch s_1 v metamorfitech a představuje pouze mechanicky málo účinné a převážně jen předkreslené plochy. Lineárně paralelní orientace u povrchových výlevů i hornin intruzivních je orientována ve směru proudění taveniny. V plastickém až

plasticko-viskózním stavu za velmi vysokých orientovaných tlaků dochází k přednostnímu orientování, a tím i růstu minerálů (krystalizaci) ve směru kolmo k působícím silám a napětím, a proto ve většině případů jde o lineace paralelní s osou *B*, obdobně jako je tomu u hlubinných metamorfitů.

Puklinová vnitřní stavba je charakterizována systémy puklin příčných *Q*, podélných *S* a ložních *L*. Většina autorů přísně odděluje vznik puklin od vzniku paralelně plošné a lineární orientace do dvou fází (fáze tečení a fáze stydnutí). Tak tomu skutečně musí být u hornin efuzívních a přísně magmatických hornin intruzívních. U hornin, u kterých však lze předpokládat vznik v plasticko-viskózním prostředí, není toto oddělování odůvodněné a mluvíme potom o puklinách *Q* jako *ac*, o puklinách *S* jako *bc* a ostatních puklinách *hkl*. Tuto jednotu podporuje i souhlas s výraznou tektonikou *B* v plášti.

Značná souvislost vnitřních staveb plutonu a pláště vede k úvahám o malé aktivitě „magmatu", který je nutno si představovat jako plasticko-viskózní hmotu ovládanou i za vyšších teplot a tlaků obdobnými zákonitostmi, jaké existují při vzniku metamorfitů. Při uvolnění napětí směrem k povrchu (dislokace ap.), může tato přehřátá hmota vystupovat do svrchnějších pater zemské kůry za vzniku drobných intruzívních těles s vlastními vnitřními stavbami a vlastními tvary, které vnucují i svému okolí.

Do tlače odporučili M. Maheľ a P. Reichwalder

LITERATURA

[1] Behr H. J., 1967: Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges. I. Teil: Metodische Grundlagen und die Beziehung des Korngefüges zur Granittektonik von H. Cloos. Freib. Forschungsh., Tektonik und Magma, Teil 1, A. C 215 Geol. — [2] Behr H. J., 1968: Zur tektonischen Analyse magmatische Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges. II. Teil: Ergebnisse komplexer granittektonischer Untersuchungen an Magmatiten der Elbtalzone, der Lausitz und Westsachsens. Freib. Forschungsh., H. C 219 Geol. — [3] Beneš K., 1962: Zum Problem der moldanubischen und assyntischen Faltung im Kerne der Böhmischen Masse — Krystalinikum 1, Praha. — [4] Beneš K., 1963: Drobně tektonická analýza Železných hor. — Sbor. geol. věd. Geologie sv. 1, Praha. — [5] Beneš K., 1964: Analýza vnitřní stavby moldanubicko-assyntské hraniční oblasti při sv. okraji moldanubického jádra. — Rozpravy ČSAV, 74/2, Praha. — [6] Beneš K., 1968: Relationship of the fabric of granitoid bodies to the fabric of their mantle. — Čas. spol. Min. Geol. 13/1, Praha. — [7] Beneš K. — Holubec J., 1957: Zpráva o geologickém mapování ve střední a západní části kateřinohorské klenby v Krušných horách. — Zpr. geol. výzk. v r. 1956. Manuskript-archiv — Praha. — [8] Bubeníček J., 1968: Geologický a petrografický vývoj třebíčského masívu. — Sbor. geol. věd, ř. G sv. 13, Praha — [9] Chaloupský J., 1965: Metamorphic development of the Krkonoše crystalline complex. Krystalinikum 3 Praha. — [10] Cloos H., 1921: Der Mechanismus tief-

vulkanischer Vorgänge, Braunschweig. — [11] Cloos H., 1925: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik), Berlin. — [12] Máška M., 1954: K tektonické analyse krystalinika. — Knih. Ústř. úst. geol. 27, Praha. — [13] Möbus G., 1956: Petrographisch-tektonische Untersuchungen im Lausitzer Granitmassiv. — Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Biol. Geol., Nr. 8, Berlin. — [14] Palivcová M., 1965: The Central Bohemian Pluton — a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. Krystalinikum 3 Praha. — [15] Schust F., 1963: Beitrag zur Untersuchungsmethodik magmatischer Körper, dargestellt am Beispiel des Eibenstocker Granitmassivs. — Unveröff. Dissertation an der Bergakademie Freiberg, in H. J. Behr 1968. — [16] Stenzel H., 1924: Tektonik des Lausitzer Granitmassives. — Tektonik u. Magma II. — Abh. Preuss. Geol. L.—A., N. F., H. 96.

K. BENEŠ

STRUCTURAL FEATURES OF THE PLUTONIC BODIES IN THE BOHEMIAN MASSIF

(Summary of the Czech text)

The Bohemian Massif abounds in petrographically differing types of granitic and granitoid rocks; they range from pretectonic and syntectonic to posttectonic bodies.

The fabric of syntectonic plutons is fully controlled by metamorphic folding; they show a regular *S*-, *B*- and *R*- tectonics and a regular structure (system) associated with it of *ac*-, *bc*-, and *hkl*- joints. The origin of the letter resultes from the processes taking place under metamorphic contidions and under joint actions of stress and pressure which are the same in the mantle and in the pluton proper.

A detailed fabric analysis on posttectonic bodies of the Bohemian Massif has evidently shown that they possess an extremely complicated but in essentials a uniform fabric, considering the granitoid bodies as a whole, irrespective of their single types, even if widely differing in petrography. Consequently, the uniformity of fabric is evidenced also on plutons consisting of a number of bodies diverse in material composition. Plutons are built up of several major folds, one of which is invaziably the basic one and impart the shape to the body; these major fods control the trend of the remaining elements of the fabric.

The contacts of the plutons studied with the mantle are very intimate, not only the deep-seated contacts but also where there are sharp thermal contacts (in geological-petrographical respect) or tectonic contacts. It is possible to speak about an exact copying of the fabric of the mantle by the fabric of the pluton.

The agreeing fabrics of the pluton and the mantle permit us to consider the "magma" to have been little active and to imagina that it was a plastic-viscous substance, controlled, event at high temperatures and pressures, by the laws similar to those which have been recognized as valid for the origin of metamorphic rocks (metamorphites). By release of pressure this substance can rise up to higher levels of the earth's crust and produce minor intrusive bodies which display fabrics and shapes of their own and enforce them to their surroundings.

Preložil autor

Geologické práce, Správy 57 | str. 65—73 | Bratislava | 1971

ZDENĚK POUBA*

KLENBOVÉ STRUKTURY VÝCHODOSUDETSKÉ SOUSTAVY

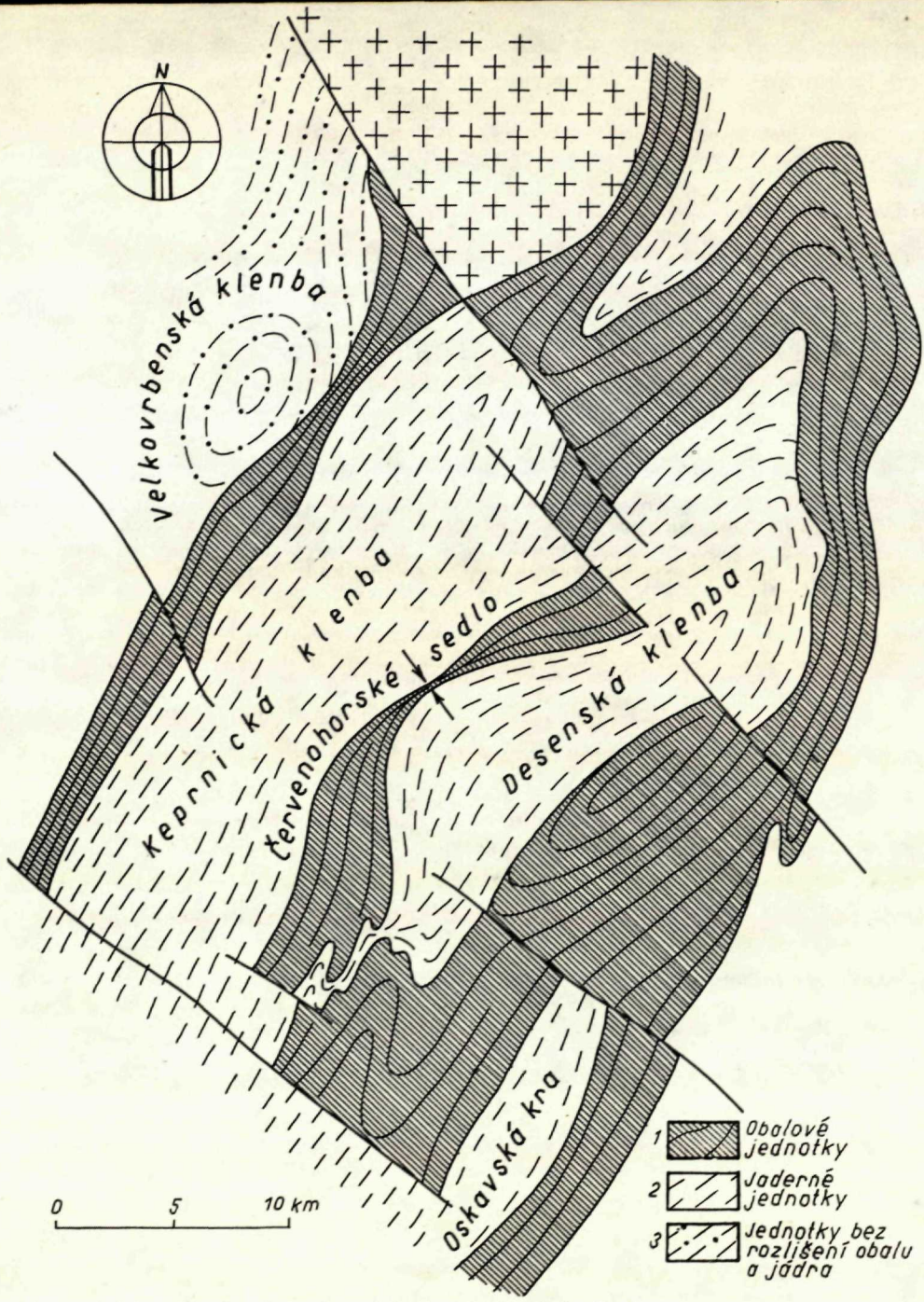
(6 obr. v textu, anglické résumé)

Abstract. The positive dome (anticlinorium) elements of the East Sudeten unites are much better developed than the corresponding negative (synclinorium) elements. Individual domes are thus closely spaced and separated by only narrow synclinorium zones. The synclinorium zones have a form of elongated drops that are not connected with the cover units cropping out at the periphery of dome cores.

There are two ways of origin of these phenomena: (i) By compression of fold structures whereby the competent dome cores approached each other squeezing the incompetent cover units upwards into free folds. (ii) By a disjunctive fold structure due to slips.

Klenbový styl stavby západní části východosudetské soustavy byl rozpoznán již F. Beckem a M. Schusterem (1887) a byl znovu potvrzen novým geologickým mapováním i speciálními strukturně tektonickými studiemi. Přes významnou roli později zjištěné mladé zlomové tektoniky, která klenbovou stavbu místy porušuje a místy zdůrazňuje (Z. Pouba—Z. Mísař 1961), je i dnešní obraz rozsáhlého území krystalinika od Králického Sněžníku až po Praděd zřetelně výsledkem vrásové tektoniky. Vrásové struktury, a zejména struktury klenbové, mají však určité specifické rysy, které se projevují zejména v tom, že k výrazným pozitivním klenbovým nebo antiklinórním prvkům nejsou úměrně vyvinuty prvky negativní, tj. synklinórní. Tím jednotlivé klenby, počínaje *klenbou velkovrbenskou* a konče přes *klenbu keprnickou klenbou desenskou*, jsou stěsnány jedna k druhé a mezi nimi se předpokládají jen úzká šupinovitě stavěná synklinórní pásma nebo zlomy (obr. 1). Protože v jejich místech jsou vyvinuta údolí nebo sedla bez dostatečného množství odkryvů, nebylo dosud možno blíže objasnit, jak jsou tyto úzké meziklenbové partie sestaveny. Problém se objevil zejména po podrobnějším mapování, které ukázalo, že některé části obalové jednotky (devon) jsou uloženy hluboko pod jadernými seriemi (předdevonské, nejspíše proterozoické krystalinikum) v podobě protáhlých čoček, které nemají spojení s oba-

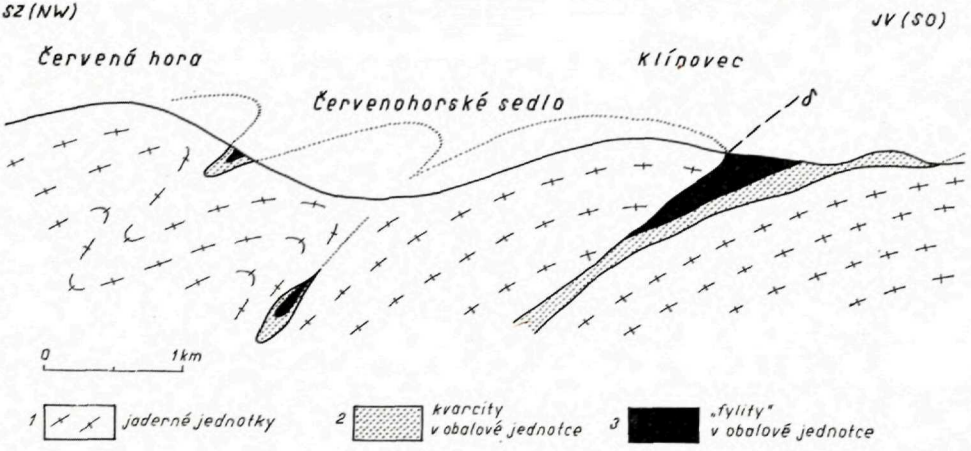
* Přírodovědecká fakulta Karlovy university, Albertov 6, Praha 2



Obr. 1 Schéma klenbové stavby východosudetské jednotky
1 — obalové jednotky; 2 — jaderné jednotky; 3 — jednotky bez rozlišení obalu a jádra

Fig. 1 The scheme of the dome structure of the East-Sudeten unit
1 — cover units; 2 — core units; 3 — the units with undifferentiated cover and core

lovými jednotkami vystupujícími na periférii klenbových jader (obr. 2). Předpokládalo se, že jde o úzké synklinály s redukovanými středními rameny. V tom případě by foliace hornin v místech ramen měla odpovídat usměrnění, které je dáno vytažením klenbových částí proti částem sedlovým. Tato strukturní zákonitost je známa již z obecného studia vrás, které — kromě tzv. *střední* neboli *normální* zóny — mají zřetelné projevy horizontálního tahu v místech *pozitivních ohybů* a vertikálního tlaku v místech *negativních ohybů*.



Obr. 2 Schematický řez styčnou částí mezi keprnickou a desenskou klenbou (2× převýšen) s „utopeným" synklinálním jádrem obalové jednotky
1 — jaderné jednotky; 2 — kvarcity v obalové jednotce; 3 — „fylity" v obalové jednotce

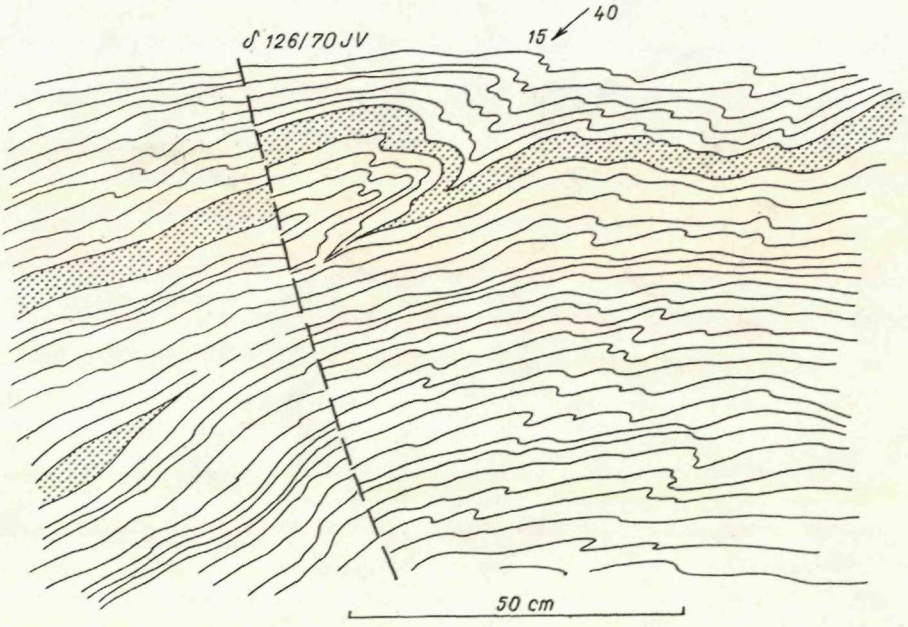
Fig. 2 Schematic cross-section through the contact area between the Keprník and Desna domes (exaggerated twice) with "submerged" syncline core of the cover unit:
1 — core units; 2 — quartzites in the mantle unit; 3 — "phyllites" in the cover unit

To je podmíněno více méně „volným" prostorem v nadloží vrásových systémů při orogenetických pochodech a nedostatkem prostoru v jejich podloží.

Ve východosudetské soustavě jsou tyto podmínky ještě zvýrazněny geologickou stavbou. Podložní serie tvoří krystalinikum s mesozonálními až svrchně katazonálními krystalickými břidlicemi (rulami, migmatity) a nadložní neboli obalové serie slaběji, tj. meso- až epizonálně přeměněnými horninami devonskými (fylity, kvarcity a metamorfovaná efuzíva). Fyzikální rozdíly mezi těmito dvěma jednotkami (v podstatě mezi rulami a fylity) se silně uplatnily při vzniku specifických rysů klenbové stavby. Jsou-li v této stavbě jaderné, tj. kompetentní části tektonicky zblížené, pak by jejich okraje a pří-

slušný nekompetentní obal měly vytvořit příkře upadající foliované zóny, reprezentující zónu stlačení.

V nedávné době byla v jedné ze synklinálních zón východních Sudet na Červenohorském sedle obnažena novou silnicí poměrně rozsáhlá oblast, v níž tyto předpoklady bylo možno ověřit přímým pozorováním. Foliace hornin, která byla podrobně sledována a také statisticky zhodnocena na vektorovém analyzátoru, není však s předpoklady o stylu stavby v souladu. Foliace je většinou subhorizontální, jak je známa ze středních částí kleneb (z oblastí tahu).



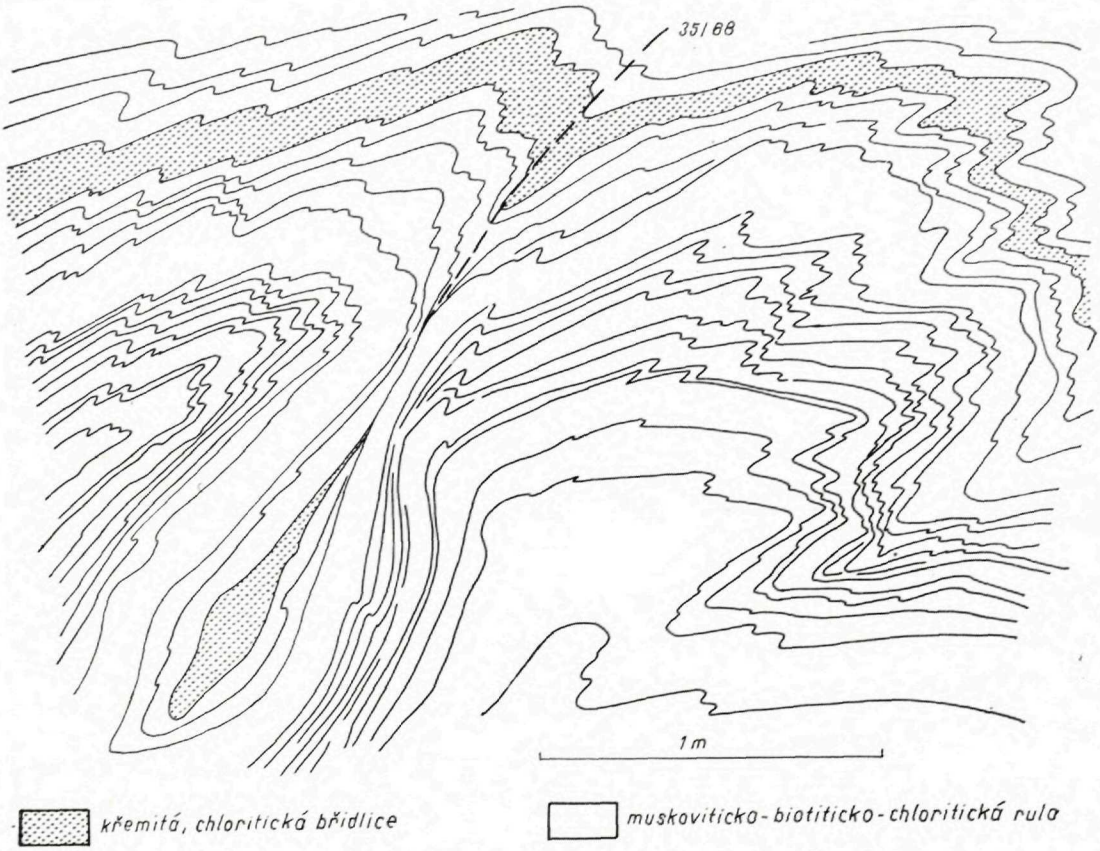
Obr. 3 Vrásové deformace ve střední části meziklenbové zóny Červenohorského sedla zdánlivě svědčící pro subhorizontální typ stavby. (Odkryv v zářezu silnice na Červenohorském sedle)

Fig. 3 Fold deformation in the central part of the inter-dome zone of Červenohorské sedlo seemingly indicating a subhorizontal type of structure. (An exposure in the road cut on the Červenohorské sedlo)

Vrásy, které byly obnaženy, (obr. 3 a 4) ukazují vzláštní stavbu, která zdánlivě nelogické strukturní rysy meziklenbových partií objasňuje. V odkryvech se vedle nesymetricky zvrásněných křemitých poloh, které tvoří nápadnější struktury, objevují izolované čočkovité nebo kapkovité tvary křemitých hornin, které na první pohled nemají s vrstevními křemitými polohami žádnou spojitost. Při podrobnějším studiu byla však tato spojitost prokázána na ně-

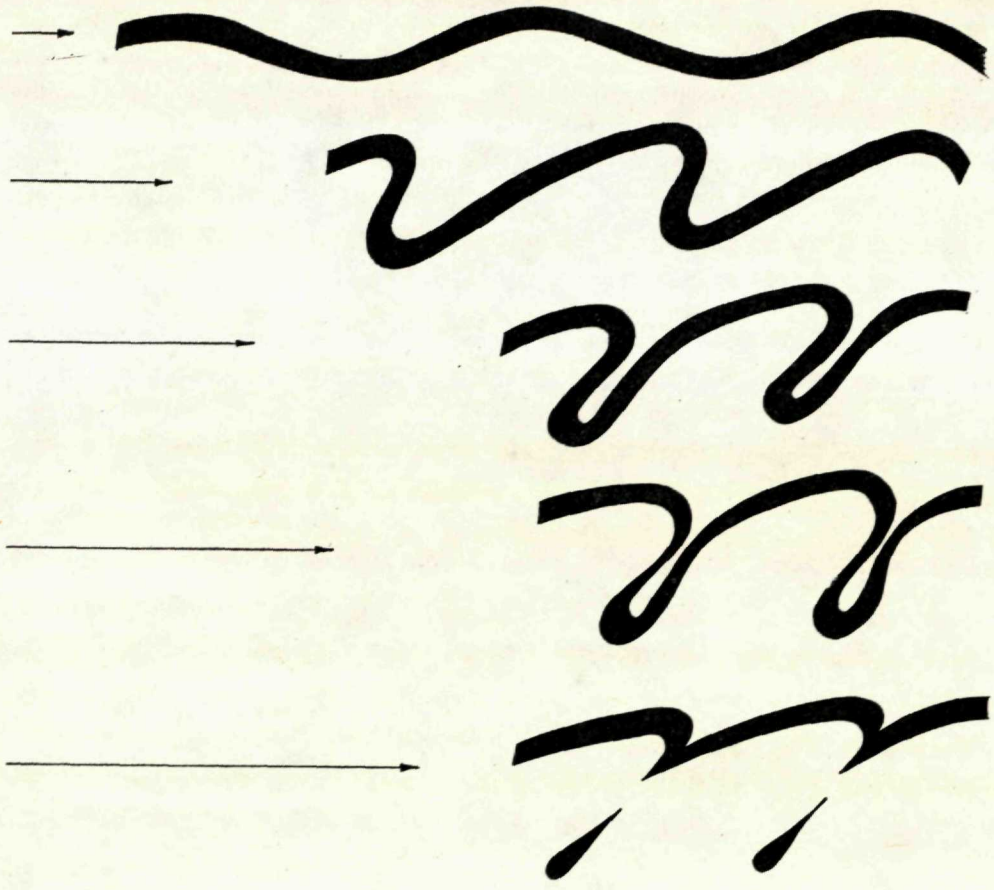
kolika místech přechody do úzkých synklinálních partií, které na souvisle sledovatelné křemité polohy navazují (obr. 4). Jde tedy zřejmě o odtržená a do hloubky zdánlivě „vtahovaná" jádra synklinál.

Ve skutečnosti jaderné jednotky se vysunují podél utopených reliktů synklinály vzhůru a pravděpodobně se přitom mírně přesouvají jedna přes druhou, jak je znázorněno na schematickém obrázku 5. Tak se např. nasouvá jádro keprnické klenby na jádro klenby desenské a obalová jednotka mezi



Obr. 4 Vrásové deformace ve střední části meziklenbové zóny Červenohorského sedla se zřetelně odškrceným synklinálním jádrem. (Odkryv v zářezu silnice na Červenohorském sedle.)
1 — křemitá, chloritická bridlice; 2 — muskoviticko-biotiticko-chloritická rula

Fig. 4 Fold deformations in the central part of the inter-dome zone of Červenohorské sedlo with conspicuously detached core. (An exposure in the road cut on the Červenohorské sedlo)
1 — quartz- chloritic schists; 2 — muscovite-biotite-chlorite gneiss



Obr. 5 Schematizovaný vývoj klenbových částí východosudetské soustavy reprezentující jednotlivá předpokládaná stadia deformací

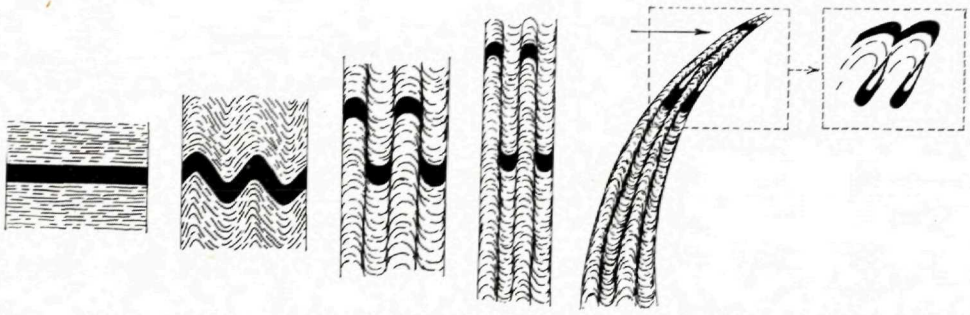
Fig. 5 — Schematized evolution of the dome parts of the East-Sudeten system representing the particular deformation stages presumed

nimi zdánlivě mizí. Nejde však o jednoduchý kerný přesun, neboť v místech styku obou klenbových jader jsou známy tektonické zóny nebo úzká synklinoria tvořená zbytky obalové jednotky. Všechna dohromady tvoří tzv. *Koutské synklinorium* (K. Zapletal 1954), které je vlastně souborem synklinorií a přesunových ploch vzájemně paralelních nebo intimně spojených.

Soubor konjunktivních a disjunktivních deformací se projevuje nejen ve velkém na styku klenbových jader, ale také v malém v tektonitech, které jsou v synklinórní zóně vyvinuty. Jde o horniny s litonovou mezotektonikou (se skluznými mikrolitony), jejichž genezi osvětluje obrázek 6. Pozoruhodné

jsou zejména partie, které již hotovou mikrolitonovou stavbu navíc deformují bočním stlačením, čímž vzniká stejný efekt jako ve velké meziklenbové stavbě. Nekompetentní vložky se rozkládají na kapkovité a vlnovité útvary, které své planární prvky mají k sobě téměř kolmé. Tím se zdá, že tyto dva prvky k sobě nepatří, ačkoliv jde o jeden typ tektonické struktury.

Sledujeme-li sklony foliací v místech styku jaderných jednotek, objevuje se stejný obraz. Toto rozdělení sklonů na dvě skupiny (subhorizontální a subvertikální) se nikdy nevyskytuje ve střední části klenby. Tam všechny primární foliace jsou subhorizontální a deformace hornin se zdá být deformací tahovou. Tento jev pokládal F. E. Suess (1912) zřejmě za jeden z dokladů předpokládaného příkrovu, který na jaderných jednotkách údajně spočíval. Ze schematického obrázku 5, kterým jsou generalizovány určité vývojové etapy východosudetských kleneb, vyplývá, že teoreticky nelze takové „zatížení" v oblasti kleneb vyloučit. Plošná jakoby „zmáčklá" forma klenbových struktur v jejich středních částech kontrastuje s okraji kleneb a tento jev Suessův názor podporuje (ovšem nedokazuje).



Obr. 6 Vývoj mikrolitonové struktury podle J. G. Ramsaye (1967) doplněný o stadium naložené deformace, jak se jeví v horninách meziklenbových zón východosudetské soustavy

Fig. 6 The evolution of microliton structure after J. G. Ramsey (1967) complemented with the stage of an overthrust deformation as apparent in the rocks of the zones between the domes of the East-Sudeten system

Z velkých i malých strukturních jevů v klenbové oblasti je zřetelně pozorovatelná etapovitost vývoje struktur. Projevuje se nejen ve sledu deformací, rozložíme-li jej v jednotlivá stadia, ale také v překrývání deformací, kdy jeden strukturní prvek porušuje prvek jiný.

Původní vrásová stavba vyvinutá v jaderném krystaliniku, je spjata s progresívní syntektonickou metamorfózou. Doklady o tom snesli v poslední době zejména F. Fediuk a Z. Mísař (1968), kteří popisují rotované andalusity se zřetelnými stopami jejich dorůstání za tektonických pohybů v rulách

jesenického krystalinika. Již podle růstu minerálů, jak se jeví při mikroskopickém výzkumu hornin, je zřejmé, že hercynská metamorfóza v jaderných jednotkách byla v určité své etapě syntektonická. V těchže horninách pozorujeme však také zřetelné projevy zpětných proměn, projevující se zejména intenzívní chloritizací. Tato přeměna je úzce prostorově a zřejmě i časově spjata s mladšími deformačními pochody. Sleduje zejména synklinórní pásma, pásma sblížení jader a partie na styku jaderných hornin s devonem, který jako nekompetentní serie je intenzívně zvrásněn. Ve vrcholových partiích kleneb zpětná přeměna vede až k fylonitizaci rul.

Pásma retrográdní metamorfózy jsou zcela konformní s výše popsanými mladšími strukturními prvky, a to jak se subhorizontálními (zejména fylonitizace), tak se subvertikálními (zejména chloritizace). Z toho je patrno, že nejen strukturně-tektonickou, ale i petrologickou analýzou se celý geologický proces vzniku kleneb v té formě, jak je známe dnes (nebereme-li v úvahu rupturelní tektoniku), jeví jako dvouetapový s dalšími dílčími etapami méně výraznými, které se lokálně uplatňují.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATURA

[1] Becke F. — Schuster M., 1887: Geologische Beobachtungen im Altvatergebirge. — Verh. geol. Reichsanst., Wien. — [2] Fediuk F. — Mísař Z., 1968: Position and preferred orientation of andalusite crystals during the metamorphism. — Krystalinikum 6, Praha. — [3] Pouba Z. — Mísař Z., 1961: O vlivu příčných zlomů na geologickou stavbu Hrubého Jeseníku. — Čas. mineral. geol., sv. 6, Praha. — [4] Ramsay J. G., 1967: Folding and fracturing of rocks. — McGraw-Hill Book Co., New York. — [5] Suess F. E., 1912: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. — Dtsch. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Bd. 88, Wien. — [6] Zapletal K., 1954: Přehled geologie Olomouckého kraje. — Kraj. nakl. 1—31, Olomouc.

Z. POUBA

DOME STRUCTURES OF THE EAST SUDETEN AREA

(Summary of the Czech text)

Crystalline series of the East Sudeten area exhibit a specific dome structure. The positive dome (anticlinorium) elements of these structures are much better developed than the corresponding negative (synclinorium) elements. Individual domes are thus closely spaced and separated by only narrow synclinorium zones or faults. A detailed

structural mapping has shown that some parts of the cover unit in the synclinorium zones (Devonian) lie deep under the core series (Proterozoic) and have a form of elongated drops that are not connected with the cover units cropping out at the periphery of dome cores. It had been assumed that these are narrow synclines with reduced flanks. In such a case the foliation of rocks in the synclines should be generally parallel with the fold flanks, which dip at an angle of 40—60°. The foliation is, however, mostly subhorizontal. In outcrops one can observe asymmetrically folded quartzose layers, which form conspicuous structures, and isolated lenticular or drop-like bodies of quartzose rocks that dip 40—60°. These are obviously the separated cores of the synclines, the rest of which was pushed upward.

There are two ways of origin of these phenomena: (i) By compression of fold structures whereby the competent dome cores approached each other squeezing the incompetent cover units upwards into free folds; during this, the cores of synclines were trapped in the depth. (ii) By a disjunctive fold structure due to slips along reduced fold flanks. Under effect of horizontal pressure, the upper disjunctive parts of domes approached each other, and the material between them was flattened and elongated vertically. Both interpretations assume two distinct periods of fold tectonics and a gradual shift of movements towards the upper parts of the domes. In the area studied, two periods of Hercynian metamorphism had been detected, and these can be linked to the two periods of fold tectonics.

Preložil autor

Geologické práce Správy 57 | str. 75—76 | Bratislava | 1971

JAROSLAV DVOŘÁK*

PROCES DEFORMACE PALEOZOIKA MORAVSKÝCH VARISCID, TEKTONICKÉ STYLY, VLIV ZLOMŮ

Sedimentace paleozoických předflyšových formací byla většinou vázána na relativně rychleji klesající podélné (SSV—JJZ) zony, propojené zonami příčnými (SZ—JV). Moře mělo archipelagický ráz s množstvím ostrovů. V období tvorby flyšové a molasové formace migrovala postupně zona maximální subsidence od mezihoří směrem k předhoří (od ZSZ k VSV). Při tomto procesu byly geneticky starší formace vytlačovány z pánve a překrývány formací flyšovou. Před čelem flyšové formace klesaly do té doby nezaplavené prahy a v místech podélných zon s maximálním nakupením sedimentů a vulkanitů starších formací docházelo v té době k inverzi. Dnes tvoří tyto zony složitá antiklinoria, kdežto v místech nezaplavených prahů se nacházejí synklinoria s maximálními mocnostmi flyšové formace. Tak, jak migrovala k východu zona největšího nakupení sedimentů, vynořovala se postupně při jejím západním okraji pásma, dodávající opět klastický materiál. V těchto západněji položených pásmech byla ukončena nejen sedimentace, ale z největší části i plastická deformace pánevní výplně. K východu migrovala tedy nejenom sedimentace, ale též deformační procesy. Jejich rychlost byla závislá na rychlosti sedimentace. Dnes můžeme konstatovat, že intenzita deformace slábne v celku ve směru od mezihoří k předhoří a od nejhlubších míst geosynklinály do nadloží. V důsledku zákonitého hlubšího zásahu denudace v západnějších částech orogénu můžeme sledovat jednotlivé tektonické styly ve zcela kontinuitní řadě od mesozonálně metamorfního stylu na západě po semiplatformní styl na východě.

Příčné hluboké zlomy rozdělují pánev na několik větších příčných ker se značně individualizovanou sedimentací i tektonickou deformací. Zvláště je to patrno na Drahanské vrchovině, kde od konicko-nectavské dislokace (kterou považuji za pokračování labské linie) směrem k jihu ubývá postupně

* Ústřední ústav geologický, pobočka Brno, Ječná 31

v jednotlivých krách geosynklinálního charakteru sedimentace (který je nahrazován platformním — ubývá flyšové formace, přibývá formace karbonátové a molasové) spolu se slábnutím celkové deformace pánevní výplně. Existují tedy doklady pro synsedimentární působení příčných hluboce založených zlomů, na nichž docházelo nejen k vertikálním, ale též horizontálním pohybům.

Geologické práce Správy 57 | str. 77—90 | Bratislava | 1971

PETR OREL*

VÝSLEDKY DROBNĚ TEKTONICKÝCH VÝZKUMŮ V ZÁPADNÍ ČÁSTI PALEOZOIKA NÍZKÉHO JESENÍKU

(anglické résumé)

Abstract. The present paper contains the preliminary interpretation of the results of tectonic and minor-tectonic research in the Palaeozoic of the Nízky Jeseník mountains, particularly with respect to the succession of t he evolution of fold deformations. The fold deformation affected bedding planes and foliation planes of different genesis. Basing upon the specific fold groups in the region, the structural regimes have been determined and the problems of tectonic styles discussed.

Úvod

Výzkum tektoniky a drobné tektoniky paleozoika Nízkého Jeseníku je součástí geologického mapování do měřítka 1 : 50 000, které je realisováno Ústředním ústavem geologickým a spolupracovníky z Geologického průzkumu Ostrava a Vysoké školy báňské v Ostravě a také katedry geologie a mineralogie v Olomouci. Problémy tektonickými v přilehlých oblastech se zabývali pracovníci katedry nerost. surovin Karlovy university v Praze.

Prostor, který je dnes zmapován a do různého stupně vyhodnocen z hlediska strukturně geologického pokrývá osm listů map 1 : 50 000. K dnešnímu dni jsou k dispozici informace z prostoru mezi vrbenským a šternbersko-hornobenešovským devonským pásmem. Oblast výzkumu z části tato pásma přesahuje. Celá tato plocha představuje region asi 1 400 km^2.

Vzhledem k tomu, že závěrečné zhodnocení všech sledovaných struktur a deformačních prvků bude teprve zakončeno v příštích letech je nutno do jisté míry zde uvedené výsledky chápat jako předběžné. Já sám se účastním tektonických výzkumů od r. 1966 a pracoval jsem na čtyřech listech map 1 : 50 000. Pozornost byla zvláště věnována těm listům, kde během geologického mapování nebyl dělán drobně tektonický výzkum. V podstatě navazuji

* Ústřední ústav geologický, Praha, pobočka Brno, Mozartova 1

v paleozoiku na výzkumy V. Bartha (1963) a O. Kumpery (1966), jakož i dalších pracovníků Geol. průzkumu. Pro značný rozsah problematiky, jakož i zkoumané plochy, omezím se na uvedení shrnujících výsledků, které by mohly mít vztah k problematice této konference.

Cíle výzkumu

Drobně tektonické výzkumy ve vymezené oblasti byly započaty jednak za účelem získání strukturních dat, které by podpořily lithostratigrafickou korelaci flyšových souvrství, jednak za účelem poznání strukturních forem, jejich variability a vzájemných vztahů. Dalším problémem, který byl sledován, byl problém zonality deformace a strukturních režimů. Tyto výzkumy mají pak sloužit jako základ ke kinematickým a dynamickým dedukcím, které by přispěly k objasnění utváření polí napětí a jejich změn v průběhu deformace. Výzkumy byly prováděny v prostředí hornin geosynklinální genese jež zahrnují devonské sedimenty a vulkanity a dále souvrství flyšového charakteru karbonského stáří.

Výsledky výzkumu

Pro další výklad je nutno připomenout, že základní zjištění, které umožňuje v oboru tektonických výzkumů v N. Jeseníku řadu zajímavých dedukcí o průběhu deformačních pochodů, je důkaz konkordace mezi svrchním devonem a spodním karbonem, což bylo doloženo pracemi I. Chlupáče—J. Zikmundové (1962). Dále v poslední době B. Koverdynským (1969) vyslovená stratigrafická koncepce Jeseníků, která předpokládá devonské a středně paleozoické stáří krystalických serií Vys. Jeseníků v podloží vrbenské série, které byly doposud řazeny k algonkiu. Postupně se nyní vyjádřím k jednotlivým vytčeným cílům tektonických výzkumů.

Problém stratifikace souvrství

První otázkou bylo, zda drobné tektonické výzkumy přispějí k odlišení flyšových souvrství. Jednalo se o to, zda se jednotlivá souvrství liší přítomností specifických skupin deformačních prvků a zda lze některé struktury označit v tomto smyslu za vůdčí. Odpověď na tuto otázku se nezdá být zatím jednoznačná. Přikláním se za daného stavu hodnocení materiálu k názoru, že není jednoznačně možné použít drobně tektonických prvků k vymezenému účelu. Existují sice určité odlišnosti souborů tektonických prvků v jednotli-

vých souvrstvích, které jsou do značné míry podmíněny látkovým složením — zejména pokud sledujeme např. kontrasty mezi vulkanity a sedimenty — avšak v rámci souvrství flyšových jsou tyto kontrasty menší a jsou značně seslabeny. Problém je komplikován několika okolnostmi. Pokud bychom zůstali při starém konvenčním členění paleozoika pak je zde jistá možnost úvahy o podpoře strukturních příznaků pro stratigrafii. To znamená, že bychom pokládali horniny ležící bezprostředně na východ od vrbenské serie v celé délce vrbenských vrstev za andělskohorské vrstvy. Přistoupíme-li však k pojetí O. Kumpery, který zařadil na základě podrobných studií břidličná souvrství na západ od šternbersko-hornobenešovského devonského pásma k moravickým vrstvám a k pojetí J. Skácela, který v tomto smyslu přiřadil serii hornin flyše v blízkosti vrbenské serie k hornobenešovskému souvrství (takže např. oblast břidlic slabě metamorfovaných bývalého janovského antiklinoria, která byla dřívějšími autory řazena k andělskohorským vrstvám nyní tvoří nejzápadnější synklinorium moravického souvrství v severním sektoru N. Jeseníku) musíme konstatovat shody v souborech deformačních prvků a jejich projevů v andělskohorských vrstvách a vrstvách benešovských. Zde je nutno podotknout, že současný stav výzkumu naznačuje plošnou redukci andělskohorských vrstev v severním sektoru Jeseníků. Avšak i bez ohledu na výše uvedené změny v regionálním členění je zřejmé, že existují shody ve způsobu deformace vrbenských a andělskohorských vrstev a to naopak i při odlišnostech litologie. Zde i tam nalezneme sblížené vrásové tvary, vrásy isoklinální, podobné, vrásy ohybových pásů (kink bands), také shodné variace v orientaci vrásových os, zde i tam nalézáme transposiční struktury a zvrásnění foliace, což je velmi významný prvek. Dosavadní stav výzkumu tedy ukazuje, že tudíž existují shodné soubory tektonických struktur a to drobných i velkých projevující se též v četnosti a tvaru a vzájemných vztazích, avšak tyto soubory nejsou striktně omezeny na jednotlivá souvrství nebo preferovaný litologický typ. Odlišnosti které existují se nezdají významné.

Vývoj vrásové deformace

Další otázkou je problém evoluce deformace jak se jeví z hlediska tektoniky, tj. jak se jeví z hlediska vzniku a funkce vrásových a plošných fenomenů. Povšimneme si zejména vrásové evoluce. Při studiu vrás a foliací byla sledována tendence projevující se od západu k východu, tj. z moravických vrstev až do andělskohorských, která se projevuje v tom, že na východě struktury jeví určitou vazbu na litologické rysy hornin. Například v moravických vrstvách foliace často jsou spjaty s ohyby konvolutních sedimentárních textur. Dále k západu dochází k individualizaci a osamostatnění deformačních

rysů, dochází k přeskupení a přepracování až k vymizení sedimentárních textur. Horniny se postupně stávají tektonity.

Zatím co na východě mají např. vrásy větší tendenci ke koncentricitě, směrem k západu přecházejí do smíšených typů až převažují vrásy podobné a isoklinální a jsou postupně destruovány pohyby podél ploch paralelních s osními plochami nebo středních ramen vrás, takže leží někdy několik antiklinálních ohybů nad sebou. Současně narůstá ostrost vrás. Někteří autoři (O. Trtílek 1966) uvádějí z andělskohorských vrstev i vrásy střižné. Současně s tím lze konstatovat rozdíly v druhu a uplatnění foliace, která od esovitých typů vějířových přechází do přímých ploch rovnoběžných (nebo kosých) s osními rovinami vrás. Tento typ ploch není příliš zkoumán a je např. E. H. T. Whittenem (1966) řazen k typu označovanému "crenulation cleavage" — která je pokládána tímto autorem za druh skluzové (slip) kliváže v původním vymezeném smyslu R. A. Dalym (1896). Stejně příhodné je snad i označení J. Weisse (1949) jako transposiční kliváž. Posuny podél foliačních ploch vedou k osamostatnění lithonů (nebo mullionů či phakoidů) a posléze na západě v andělskohorských vrstvách dochází k destrukci vrás.

Výše uvedené procesy se projevují rozrušením vrásové stavby a jsou pokládány za výsledek extremního případu disharmonického vrásnění, kdy má velký význam relativní kompetence odlišných litologických jednotek. Struktury takto vznikající jsou označovány jako transposiční struktury v tom smyslu, že původní plochy vrstev při isoklinálním vrásnění a následujících skluzech jsou uvedeny do totožné posice s osními plochami a tudíž transposiční foliací. Transposiční struktury jsou význačné tím, že nalézáme relikty vrás a vrásových uzávěrů a jiné druhy tektonických inklusí v méně kompetentních okolních horninách. Součástí tohoto procesu je ohýbání ploch transposiční foliace zvláště v ramenech isoklinál (kde simulují vrstevní plochy) do vrás jejichž osy jsou buď paralelní nebo mírně šikmé k původním osám vrás. Noření těchto vrásek je v andělskohorských vrstvách k SV zatím co osy původních vrás míří k SSV. Tyto procesy jsou provázeny fylitisací deformovaných komplexů. Celý tento soubor pohybů je možno považovat do značné míry za samostatný kinematický akt. K této představě jsem dospěl na základě studia vrás a foliací v jižní části N. Jeseníku, zejména studiem profilu mezi Paseckým Žlebem a Rudou u Rýmařova. Byly konstatovány určité rysy které mne vedly k další hypoteze (1967) o možnosti zvrásnění foliace andělskohorských vrstev. Další výzkumy v severních částech Jeseníku na listu Zlaté Hory prováděné Z. Pertoldem a J. Urbánkem na listu Vrbno potvrdily existenci další vrásové etapy. J. Urbánek dokládá převrásnění foliace ve vrbenských a andělskohorských vrstvách a soudí, že tento fenomen je regionálně sledovatelný a zasahuje nepravidelně omezenou oblast na východ od vrbenské serie.

Zde si dovoluji podotknout, že již dříve jsem spolu se Z. Tišnovským (1962) naznačil možnost převrásnění isoklinálních vrás v prostoru Zlatohorského revíru rud barevných kovů, avšak regionálně byly naložené a interferující vrásové systémy v tomto prostoru objasněny a sledovány Z. Pertoldem a jeho spolupracovníky (1969). Finálním (rozsáhlým) procesem deformace paleozoika bylo tedy zvrásnění foliačních ploch a vznik vrás druhé generace, které se odlišují od primárního systému a míří (noří se) k SV, zatím co hlavní systém na celé ploše N. Jeseníku tvoří mírně vypjatý oblouk k východu s průběhem směrů od SSV k S a SSZ. Vrásnění foliace nepostihuje celou plochu paleozoika stejně intensivně. Mimo to zde existují vrásy odlišných směrů, které jsou menších rozměrů a mají směry V—Z či SZ—JV s jistými místními variacemi směrů. Výše uvedené schema postupu vrásnění je komplikováno směrnými přesmyky. V severní části paleozoika byly pak zjištěny jisté odlišnosti, které lze shrnout takto: jednak hlavní primární vrásy mají spíše směr S—J až SSZ—JJV. Zvláště ve východních oblastech v moravických vrstvách je odkryto více vrás, které se vyznačují prítomností vlečných vrás v ramenech. Tyto vlečné vrásy divergují od hlavních směrů pod nevelkými úhly. Směrem k západu v benešovském souvrství (ve smyslu J. Skácela a O. Kumpery) systémy vlečných vrás jsou vázány hlavně na nekompetentní horizonty a jeví současně rostoucí rozptyl směrový a nalézáme zde směry SV a V oproti SSV a S, které jsou typické pro vlečné vrásy v moravických vrstvách. Mimo to vergence těchto vrásek není jednotná a je buď SZ nebo JV při generelní vergenci velkých vrás (v jejichž ramenech se nalézají) k západu a ZJZ. Jelikož tyto drobné vrásové struktury konstatovány ve vrstvách moravických a benešovských — tedy v nadloží andělskohorských vrstev — je možno uvedené zjištění vykládat různým způsobem. Protože zvrásnění foliace bylo zjištěno v jižní i severní části paleozoika v sektoru vrbenských a andělskohorských vrstev a jeho osy mají převážně směr i úklon k SV, je možno posuzovat drobné deformace ve flyšových souvrstvích v nadloží jako odezvy (doznívání) těchto procesů do nadloží — mám na mysli druhou generaci vrás. Přistoupíme-li k tomu, že budeme posuzovat celý proces od východu a to nejen z hlediska směrové analysy vrásových os pak je možno konstatovat, že hlavní vrásnění bylo provázeno v ramenech prvních vrás vlečnými systemy a parasitickými vrásami, které pak v západnějších oblastech prodělaly intenzivnější vývoj, který vedl ke zvýšení disperse vrásových směrů malých vrás. Je pak obtížné považovat existenci směrově odlišných vrás za doklad nového vrásnění. Problém je dále komplikován tím, že SV směry nemají pouze vlečné vrásy, ale také jiné morfologické typy drobných vrás, jako jsou vrásy ohybových pásů (kink bands) a konjugovaných vrás. Tyto vrásy jsou spjaty s plošným puklinovým systémem, který je nakloněn k SZ a představuje plochy ležící v ohybech vrás — tyto struktury jsou většinou v Jeseníkách označo-

vány za puklinové vrásy. Tento puklinový systém je velmi četný a „s" plochy mezi nimi jsou zohýbány. Tyto plochy v řadě případů lze těžko pokládat za primární vrstevní plochy. Proto je možno tento system puklin SZ úklonu označit za zárodečné plochy „foliace, kterou je možno též posuzovat jako" krenulační kliváž podle E. H. T. Whittena (1966). Mimo to není vyloučeno, že v západních sektorech t. j. ve vrbenské serii mohou tyto plochy koincidovat s osními plochami naložených vrás SV směru, t. j. s vrásněním druhé generace. Zde je nutno poukázat na to, že většina vrás v desenské jednotce silesika má právě SV směry vrás, t.j. stejné jako naložené vrásnění na devon vrbenské serie a zasahující svými projevy i dále na východ do kulmských serií. Směry vrás v krystaliniku jsou potvrzeny výzkumy J. Štelcla (1955) a Z. Pouby a Z. Mísaře (1966). Při této příležitosti je nutno podotknout, že Z. Pouba (1967) při strukturní analyse tektoniky střední části desenské klenby konstatuje existenci celkem tří vrásových etap (v první vznikají megavrásy a klenby, v druhé dochází k odlepení devonského obalu a jeho stlačení a zaklesnutí do podložního krystalinika a do třetí etapy klade převrásnění vrás k SZ). Nebyly však zjištěny odlišnosti ve směrech hlavního systému. Na straně jedné jsou konstatovány odlišnosti ve stylu stavby podkladu a obalových serií co do typu a vývinu struktur, a na druhé straně je konstatováno J. Štelclem a M. Novotným (1955) na základě petrotektonických studií v klenbě Orlíku v sever. části des. klenby shoda v sestavení minerálních součástek a deformace rul a devonu ve společných silových polích. Toto zjištění naznačuje značnou složitost procesů. Vidíme, že vrásový či tektonický styl není patrně rozhodující pro odlišení deformačních aktů. Odlišnost stylů je pouze odrazem odlišných mechanických charakteristik společně deformovaných jednotek. Toto zjištění je velmi významné tím, že potvrzuje pochybnost použití tektonického či vrásového stylu pro korelaci vrásových episod či fází v orogenu. Nelze konstatovat identitu stylů při stejném uspořádání napětí. Tyto závěry jsou v souladu se studií R. G. Parka (1969), který právě na tyto problémy poukázal.

Možné etapy vývoje vrásových deformací

Shrneme-li dosavadní fakta pak paleozoikum záp. části N. Jeseníku a východní část krystalinika Vys. Jeseníku je postiženo několika etapami vývoje vrásových deformací.

I. Nejdříve vznikají megavrásy a klenby. Tento proces navazuje nejspíše na závěrečnou fázi geosynklinálního vývoje a zahrnuje počátek orogenní etapy.

II. Vlastní orogenní etapu, která se liší svými projevy v jaderném funda-

mentu krystalinika a sedimentárním pokryvu paleozoika je možno členit na několik pohybových aktů.

1. První je patrně representována vznikem velkých vrás různého typu v pásmech odlišných vergencí, provázenými vznikem vlečných vrás a různými typy foliací. Je patrně provázena zlomovými deformacemi krystalinika v podkladu. Tato etapa je provázena vrásovými přesmyky a dochází k zavlékání struktur svrchní do spodní stavby a naopak.

2. Proces pak pokračuje snad isolovanou sekvencí při níž vznikají transposiční struktury, provázené lokálním vrásněním osních foliací a jiných typů foliací. Tato etapa je patrně provázena dílčím odloučením sedimentárního obalu od podloží a v západních oblastech dochází snad ke vzniku malých příkrovů. Destrukce vrás první generace v hlubších partiích paleozoického pokryvu je součástí těchto procesů, které patrně též v krystaliniku zvýrazňují disharmonii stavby, která i tam jeví rysy zařaditelné k transposičním strukturám. O tom svědčí Z. Poubou (1967) konstatované úseky zvrásněné až diapyricky vedle neporušených vrstev. Patrně během těchto procesů může docházet k variské migmatitisaci devonských sedimentů popsané M. Novotným (1956). Teprve pak podle tohoto autora došlo ke vzniku vrás — t.j. vrás foliací, které mají též ohybový charakter.

3. Následuje období kompletního převrásnění foliací vzniklých v předchozí etapě v odlišném pohybovém plánu od předchozích, které postihuje v regionálním měřítku svrchní část spodní stavby a spodní část svrchní stavby a vyznívá do vyšších serií paleozoika. Současně se objevují zárodečné systemy dalších foliací a vznikají některé specielní morfologické typy menších vrás. Tato etapa představuje období „naložení" vrás druhé generace, jež je provázena některými dalšími strukturami.

4. Dále je možno odlišit další episodu, kterou bude možno později dále členit. Jsou zde totiž další systémy vrás menších rozměrů a druhů. Jsou to systemy směrů V—Z, VSV—ZJZ, SZ—JV. System SZ—JV byl již dříve identifikován J. Štelclem (1954) jako mladší než system SV—JZ. System V—Z byl v severní části andělskohorských vrstev popsán M. Eliášem a J. Zemanem (1958).

III. Další etapou je nejspíše vývoj kerné tektoniky, doprovázené vznikem puklinových systemů.

Výše uvedené výsledky a hypothesy umožňují také poněkud odlišnou interpretaci stavby tzv. východního devonského pásma šternbersko-hornobenešovského. V tomto pásmu existují úseky, které mají směr SV—JZ a odlišují se tak od regionálního trendu vrás (SSV—JJZ, S—J, SSZ—JJV) v bezprostředním okolí pásma. Tyto SV—JZ úseky jsou směrově totožné se smě-

rem vrás druhé generace, jež byly identifikovány v západnějších oblastech (kde je odkryto hlubší stratigrafické niveau orogenu) a které, jako bylo uvedeno, postihují foliační plochy. Z toho lze vyvodit, že úseky SV—JZ směru ve šternbersko-hornobenešovském pásmu, jež byly doposud vykládány jako příznaky starší stavby jsou vlastně podmíněny mladším vrásněním, které však postihuje hlubší zonu, obsahující vulkanický devon. Elevační charakter šternbersko-hornobenešovského pásma pak podporuje možnost takového závěru. Blíže povrchu se pak projevuje jako vůdčí stavební prvky vrásy první generace a kliváž různých typů, která mimo jiné svědčí o ekvivalenci strukturně mechanických podmínek pro celou západní oblast paleozoika (tj. mezi šternbersko-hornobenešovským a vrbenským pásmem). Tato kliváž nejspíše ve větší hloubce přispěla (či podmínila) vrásnění, které se uskutečnilo poněkud v odlišném deformačním plánu, než vrásnění první generace.

Směry magnetických anomalií a jejich uspořádání ve směrech SV—JZ indikující hlubší stavbu v prostorech kulmu v okolí šternbersko-hornobenešovského pásma podporují také uvedenou hypotezu. Mimo to je zajímavé že východní hranice regionálního rozšíření kliváže do značné míry souhlasí s východním okrajem kladné regionální magnetické anomalie. Druhá generace vrás v paleozoiku postihuje hlubší a plastičtější zonu a lze tudíž předpokládat odlepení paleozoického obalu od krystalického podloží. Při tom vznik dvou hlavních vrásových systémů se nezdá být výrazně oddělen časově.

Pro konstrukci výše uvedeného schematu postupu vrásové deformace (AdI-III) bylo použito závěrů prací v posledních letech provedených. Nejsou zde zahrnuty všechny kinematické akty, které je možno rozlišit. Výše uvedené výsledky naznačují možnost diskuse těchto problemů v termínech kinematické analysy. Takové hodnocení bude součástí dalších výzkumů.

Problemy strukturní zonality

Třetí závažnou skupinou problemů k nimž je možno se vyjádřit jsou otázky tektonické facie, tektonického a strukturního režimu, které souvisejí s řešením zonality deformace a metamorfosy. Nejdříve uvedu několik stručných definic. Podle práce W. B. Harlanda (1956) *tektonická facie* se vyznačuje souborem charakteristik odvozených ze zvláštností prostředí, nebo souboru tektonických podmínek, které určily základní rysy stavby. Popis tektonické facie má zahrnovat aspekty měřítka tvaru a složení struktur. *Tektonický styl* v běžném použití slova je chápán jako produkt facie daný posloupností orientace struktur a sil. *Tektonický režim* podle W. B. Harlanda a M. B. Baylyho (1958) byl vyvinut pro zachycení změn symetriea orientace deformace na základě uspořádání os napětí. Na základě variability deformačních struktur kompresního pásma bylo těmito autory stanoveno 13 tektonických

režimů. Tektonický režim obsahuje řadu drobných struktur, které jsou vázány na společný pohybový plán. Režimy takto pojaté byly označeny dle hlavních typů zlomů jako přesmykové, horizontálních posunů a gravitační. Tektonické režimy representují souvislé spojení serie situací, které nastávají ve vývoji orogenního pásma. Vztah tektonické facie a režimu je vysvětlen tak, že shoda mezi oběma je v tom, že zahrnují uspořádání deformačního plánu, rozdíl je v tom, že režim je specifikován na základě symetrie a orientace deformace, zatím co facie je charakterisována detailnějšími formami, jejich rozměry a složením, t.j. strukturami, které obrážejí individuální vlastnosti hornin. Rozdíly facií se mohou obrážet ve strukturách podléhajících jedinému režimu tak, že počet tektonických stylů možných při jednoduchém pohybovém uspořádání je závažný pro vztahy posloupností facií a režimů.

V prvním přiblížení je zřejmé, že uspořádání napětí v jednotlivých režimech je spíše odvozeno ze studia mechanismu zlomů. Třetím pojmem, který nás zajímá, je *strukturní režim* definovaný J. G. Hollandem a R. St. J. Lambertem (1969). Je vypracován s ohledem spíše na vrásové deformace a představuje souhrn nebo kombinace znalostí mineralogických, deformačních experimentů a strukturních studií. Režimem je charakterisován určitý úsek orogenní kůry, kdy jsou konfrontovány rheologické dedukce, strukturní výzkumy a výsledky studia metamorfních facií. Všimneme si zvláště strukturní charakteristiky režimu. Režim je charakterisován nejen odlišnou metamorfosou ale i různými strukturními styly, jež se projevují určitými skupinami deformací v makro a mikroměřítku. Z tohoto hlediska se každý režim vyznačuje určitou skupinou vrás. Jedná se tedy o soubor plastických deformací, jež ve svém souhrnu mohou definovat styl. Je rozlišeno 5 režimů orogenné kůry z nichž první tři nás budou zajímat.

Aniž bych podával kompletní charakteristiku jednotlivých režimů lze stručně říci, že první režim se nalézá v oblasti mimo metamorfní procesy a pod hranicí diagenese. Je provázen vrásami velkých rozměrů, často provázených přesmyky a event. nepravidelnými vrásami. Druhý režim obsahuje oblasti metamorfní facie zelených břidlic a je typisován vrásami isoklinálními, podobnými, s různým stupněm vergence, jsou přítomny vrásy ohybových pásů (kink bands), je vyvinuta osní kliváž a její svraštění. Třetí režim metamorfně je representován facií epidot-amfibolitovou až amfibolitovou a je příznačný ležatými isoklinálami, kufrovitými vrásami, podobnými vrásami a což je velmi významné také převrásněním. Čtvrtý režim se vyznačuje projevem amfibolitové metamorfní facie a skupinami vrás označovanými jako paralelní, tečení, pasivní a nepravidelné (serpentine folds a j.). Jako příklad prvního režimu jsou uváděny periferní zony Alp, druhého režimu skotské kaledonidy, třetí režim je vyvinut v Pyrenejích, Apalačích a částečně také ve skot. kaledonidách.

Z hlediska analysy struktur a jejich vývoje je možno v jesenickém paleozoiku rozlišit určité plošné úseky s poměrně neostrými hranicemi a též jistého hloubkového dosahu, které se liší právě soubory deformačních struktur, které nejsou omezeny litologickými hranicemi souvrství. Tyto prostory či zony označujeme za oblasti odlišných strukturních režimů ve smyslu Hollanda a Lamberta. Rozdíly v projevu deformace, její intensitě a proměnách strukturních forem je v těchto režimech dána nejspíše prostorovou posicí režimu v orogenu a patrně i jeho hloubkou, jakož i změnami intensity deformace. Z hlediska současného stavu výzkumu je možno režimy nejen vymezit, ale zároveň poukázat na odlišnosti specifické pro studovanou oblast. Tato specifika tkví v tom, že proti klasickému schematu je možno poukázat na některé modifikace, které se v podstatě projevují v překrývání režimů z hlediska přítomnosti typických struktur.

Dle výše uvedených charakteristik jednotlivých deformačních režimů a jejich vztahů k metamorfním faciím je zřejmé, že oblast jaderného krystalinika V. Jeseníku je možno zařadit ke 4. a 3. režimu. Při tom oblast třetího režimu zahrnuje oblast vrbenské serie, která nesporně jeví epizonální reg. metamorfosu, ale také zasahuje do oblasti andělskohorského souvrství, které je také fylitisováno a stejně jako ve vrbenské serii zde došlo k převrásnění foliace. Mimo to je zde možno zařadit do třetího režimu transposiční struktury, které mohou zasahovat i do druhého režimu.

Z části rysy třetího režimu jeví také benešovské souvrství v blízkosti vrbenské serie v severní části N. Jeseníku (lokální převrásnění foliace). Slabá epizonální metamorfosa typická pro druhý režim, je zde též zastoupena a východní hranice slabé metamorfosy v Sev. Jeseníku (sektoru) je kladena J. Skácelem do antiklinoria benešovských vrstev, jež se táhne mezi Třemešnou a Vysokou (generelně na východ Zl. Hor).

Druhý strukturní režim zasahuje z části do andělskohorských vrstev, ale je současně typický pro souvrství benešovské a západní část moravického a šternbersko-hornobenešovské pásmo, neboť jsou zde zvláště na západě vyvinuty transposiční struktury a v celém rozsahu nalézáme deformace typu ohybových pásů, nehledě na další příznaky. Mimo to jsou O. Kumperou (1965) konstatována ještě na východ od šternbersko-hornobenešovského pásma (asi 4 km) v sever. sektoru N. Jeseníku přítomnost silného zastoupení osní foliace se stressovými minerály, což je pro tento režim příznačné. Výše uvedený režim však též z části některými rysy zasahuje do vrbenské serie. Východní část moravického souvrství je pak možno pokládat za oblast prvního režimu. To je dokumentováno výzkumy J. Dvořáka a L. Maštery (1970) na listu Město Libava v jižní části N. Jeseníku. Zde je možno opět doplnit soubor struktur prvního režimu o vrásové struktury jevící výrazné vztahy k sedimentárním procesům a funkci dislokací. Vrásy ohybových pásů ani meta-

morfosa ani transposiční struktury zde nejsou vyvinuty, chybí výrazné isoklinální struktury a naopak zde jsou různé variety schodkovitých vrás a pod. Jisté potíže nastávají při aplikaci tohoto pojetí do oblasti kde vystupuje šternbersko-hornobenešovské pásmo. Pro něj bude typický patrně druhý režim a ve větší hloubce pak režim třetí. To znamená, že s jistou reservou je možno druhý strukturní režim, jenž je typický v střední a jižní části N. Jeseníku, ohraničit na východní část andělskohorských vrstev a bude zahrnovat pásmo šternbersko-hornobenešovské. Dále k východu lze předpokládat vymizení režimu druhého za současného nasazení prvního režimu.

Shrneme-li výše uvedenou diskusi pak vidíme, že strukturní vývoj paleozoických souvrství se vyznačuje kontinuální sedimentací během devonu a sp. karbonu, posloupností vývoje tektonických struktur obrážející se v překrývání jednotlivých strukturních režimů. Vývojový proces se rozpadá do řady úseků vyznačujících se jistými změnami orientace pohybových plánů.

Otázky tektonického stylu

Závěrem se pak můžeme vyjádřit k problémům tektonického a zvláště vrásového stylu. Pokud chápeme styl vrásy v tektonice jako určitý morfologický typ vrásové struktury v příčném řezu a akceptujeme-li formulaci tektonické facie ve smyslu W. B. Harlanda pak soubory deformačních struktur typických pro jednotlivé souvrství představují skupiny vrásových stylů. Jestliže strukturní nebo tektonický režim je tvořen několika tektonickými faciemi, pak obsahuje řadu stylů. Neurčitost hranic strukturních režimů a překrývání hranic režimů vyjádřených přítomností stejných stylů vrás v různých režimech naznačuje nesnadnost použití vrásových stylů pro strukturní analysu. Současně to ukazuje, že úzké pojetí stylu vrásy, které vlastně duplikuje výraz tvaru vrásy není zvláště výhodné. Patrně bude nutno definovat styl v poněkud jiném významu.

Mimo to se stává do značné míry problematickou otázka existence vrásových fází. Analysy struktur a jejich vývoje nedává v Jeseníkách podklady pro vymezení fází v běžném smyslu. Konstatování dvou či více odlišných vrásových systémů, které jsou založeny na plochách různého genetického původu nemusí v kontextu strukturní analysy důkazem oddělených pohybových aktů.

Do tlače odporučili M. Maheľ a P. Reichwalder

LITERATURA

[1] Barth V., 1963: Variský geosynklinální vulkanismus v Hrubém a Nízkém Jeseníku a jeho vztahy k tektonice. Acta univ. palackianae Olomucensis, Fac. rerum naturalium T. 10, Olomouc. — [2] Dvořák J. — Maštera L., 1970: Vysvětlující texty k základní geologické mapě 1 : 50 000, Město Libavá. ÚÚG, Praha. — [3] Harland W. B., 1956: Tectonic Facies, Orientation, Sequence, Style and Date. Geol. Mag. XCIII, No 2, p. 111—120, Hertford. — [4] Harland W. B. — Bayly M. B., 1958: Tectonic Regimes. Geological Magazine, vol. XCV, No 2, Hertford. — [5] Holland J. G. — Lambert R. St. J., 1969: Structural regimes and metamorphic facies. Tectonophysics, Vol. 7, No. 3, p. 197—217, Amsterdam. — [6] Chlupáč I. a kol. (1964) Paleozoikum na listě mapy 1 : 50 000 Šternberk. ÚÚG, Praha. — [7] Chlupáč I. — Koverdynský B. — Trtílek O., 1966: Vysvětlivky ke geologické mapě list Bruntál. ÚÚG, Praha. — [8] Chlupáč I. — Zikmundová J., 1962: Stáří břidlic s radiolarity v N. Jeseníku. Věst. ÚÚG, 3, Praha. — [9] Koverdynský B. — Zikmundová J., 1966: K stratigrafické příslušnosti vrbenské serie a andělskohorských vrstev v oblasti Jeseníků. Věst. ÚÚG 41, Praha. — [10] Koverdynský B., 1969: K otázce stáří krystalinických serií v oblasti Jeseníků. Vlast. ústav, Olomouc. — [11] Kumpera O., 1966: Základní geologické mapování listu Krnov. ÚÚG, Praha. — [12] Novotný M., 1956: Petrografie, chemické složení a vznik rul v oblasti Orlíku v H. Jeseníku. Přír. sbor. Ostr. kraje XVIII/4, (zvláštní otisk), Opava. — [13] Orel P., 1967: Zpráva o terenním drobně tektonickém výzkumu moravského paleozoika v N. Jeseníku. Zprávy o geol. výzkumech v. r. 1967. ÚÚG, Praha. — [14] Orel P. — Šalanský K., 1969: Letecké geofysikální mapování na severní Moravě a ve Slezsku. I. část — Časopis Slezského Musea serie A, XVIII, II. část — dtto, serie A, XIX (1970), Opava. — [15] Orel P., 1970: Drobně tektonický a strukturní výzkum paleozoika na listu Šternberk. ÚÚG, Praha. — [16] Park R. G., 1969: Structural correlation in metamorphic belts. Tectonophysics, 7/6, Amsterdam. — [17] Pertold Z., 1969: Drobně tektonický výzkum rudního revíru Zl. Hory. Závěrečná zpráva. Manuskript — katedra ložiskové geol. přír. fak. UK, Praha. — [18] Pouba Z., 1967: Magnetitové rudy typu Sydvaranger v desenské klenbě. Doktorská disertace. Geofond, Praha. — [19] Skácel J., 1967: Vysvětlivky ke geologické mapě list Slezské Rudoltice. ÚÚG, Praha. — [20] Štelcl J., 1954: Petrografie a sestavení krystalických břidlic v území mezi Zl. Horami a Heřmanovicemi ve Slezsku. Sborník ÚÚG sv. XXI, odd. geol., 2. díl, Praha. — [21] Štelcl J., 1955: Petrotektonické poměry v území na vých. svazích Orlíku ve Vys. Jeseníku. Práce brněn. zákl. ČSAV seš. 12, spis 335, roč. XXVII, Brno. — [22] Tišnovský Z. — Orel P. a kol., 1962: Výpočet zásob na ložisku Zlaté Hory západ. Archiv geol. průzk., Brno. — [23] Whitten E. H. T., 1966: Structural geology of Folded Rocks. Rand McNally and comp, Chicago.

PETR OREL

PRELIMINARY RESULTS OF THE INVESTIGATION OF SMALL SCALE STRUCTURES IN THE WESTERN PART OF THE PALEOZOIC FORMATION IN THE NÍZKÝ JESENÍK MOUNTAINS

(Summary of the Czech text)

The area of the Nízký Jeseník mountains extends in North Moravia. This area is built by the Devonian and Carboniferous sedimentary rocks of geosynclinal genesis. The subject of investigation were four rock formations. These formations are superimposed one to another and in the stratigraphic cross section we found in the lower part the "Vrbno"-series, which is bounded by volcanic rocks (diabase, spilite, keratophyre), sedimentary shales and limestones of Devonian age.

A typical flyschoid sedimentation begins above the rocks of the Vrbno-series. These Paleozoic flyschoid formations are named Andělská Hora-series, Benešov-series and Moravice-series.

The age of these formations ranges from the Upper Devonian to the Lower Carboniferous.

A narrow band of Devonian rocks which named the Šternberk—Benešov band crops out in the anticlinorium, laying 20 km to the East from the Vrbno-series in the environment of flyschoidal formations. This band consist of volcanic and sedimentary rocks.

The Šternberk—Benešov anticlinorium represents the East margin of the area of investigation, whereas the western margin of the area is represented by the eastern part of the Vrbno-series.

The western part of the area of investigation is represented by the lower part of the Variscan orogenic niveau. The Vrbno series and Andělská Hora series are possible to mark an area of epizonal metamorphosis.

During the Variscan orogenesis the whole area was submitted to many deformational episodes, passing one to another.

The discordancies between formations mentioned above can not be proved and the paleontological works show a slow transition from Devonian to Carboniferous formations.

From the study of small scale structures it has been found that certain coincidence of deformational sets of structural elements forming the structures of superimposed formations exists. Similar morphological types of folds are found in sequences of different age. This similarity of structures is connected with the similarities of the rock material.

The characteristics of small scale structures and its relations allowed to distinguish four structural regimes which are arranged by a set of structures, which are not restricted by the lithology of individual formations. These structural regimes were denoted by the J. G. Holland and R. St. J. Lambert's work (1969) and all investigation materials are prepared for the detail analysis of the style of folds for the purpose of distinguishing of tectonic facies and tectonic regimes in the sense of works of W. B. Harland and M. B. Bayly. The structural evolution of Paleozoic formation is characterized by continuous sedimentation during the Devonian and Carboniferous period and by gradual evolution of tectonic structures which is evidenced by the superimposing of

individual structural regimes. The orogenic evolution is divided in many parts with distinctive plans of movements.

Transpositional structures have been found in the western part of the Andělská Hora series. These structures are formed by parts of folds and other tectonic inclusions.

These types of structures have a connection with the evolution of the deformation of axial plane cleavage of folds of first generation, by which the true bedding plane has been deformed.

The folds of second generation deformed the foliations of Vrbno and Andělská Hora-series. Both systems of folds are oblique to one another.

The folds of second generation are characteristic for the deep part of the orogenic belt.

Preložil autor

Geologické práce, Správy 57 | str. 91—103 | Bratislava | 1971

PETR RAJLICH*

POSLOUPNOST A CHARAKTER PLIKATIVNÍCH DEFORMACÍ V SEVEROVÝCHODNÍ ČÁSTI DESENSKÉ ANTIFORMY

(11 obr. v textu, německé résumé)

Abstract. The author presents the results of the study of minor fold elements in the polymetallic district of Zlaté Hory, and draws the conclusions about the tectonic style of Devonian and Kulmian metamorphosed complexes. He also tried to analyse the form of a large fold structure by minor-tectonic elements, having used methods of statistic-mathematic calculation.

Úvod

V předložené práci uvádím pracovní výsledky získané studiem drobných vrásových prvků ve zlatohorském polymetalickém revíru. V článku jsem se zaměřil na popis, směrovou analysu a časový vztah nejmladších vrásnivých procesů, jejich vztah k doprovodné metamorfóze. Drobně tektonických prvků bylo využito k analyse velké vrásové stavby. Severovýchodní část desenské antiformy byla ve dvou časově oddělených fázích metamorfního vrásnění zvrásněna dvěma směrově a stylově odlišnými vrásovými systémy. Starší systém b1 je paralelní s průběhem horninových pruhů, přičemž může souviset s předpokládanou nejstarší alpinotypní stavbou b, mladší vrásy b_2 vytvářejí klenbovou stavbu. Vytvoření kleneb je možno vysvětlit diapirovou „injekcí" podložních pararul do hornin pláště, přičemž není nutné předpokládat laterální zkrácení souvrství.

Geologická posice sv. uzávěru desenské „klenby" antiformy ? v Hrubém Jeseníku

Desenská antiforma tvoří sv. část Hrubého Jeseníku. Dřívější název klenba odpovídá představě o velkém antiklinóriu sv. směru, složeném ze staršího jádra s mladším obalem, F. Becke (1892), Z. Pouba (1962). Novější výzkumy ale ukazují, že vlastní geologická stavba desenské „klenby" nebude

* Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, Praha

zcela odpovídat shora uvedenému významu. Jsou to zejména stratigrafické výzkumy poslední doby, vedoucí k pochybnostem o stáří krystalických sérií v jádrech kleneb jako sérií starších než obalové jednotky, B. Koverdynský (1970). Proto tento autor navrhuje nazývat Jesenické „klenby" antiformami. Termín antiforma označuje pouze tvar geologické struktury bez premisy o vrstevním sledu ve struktuře. Je to tvar vrásové struktury uzavírající se směrem vzhůru, (J. G. Ramsay 1967).

Severovýchodní část desenské antiformy, též v literatuře popisovaná jako zlatohorský oblouk, představuje řez antiformální (antiklinoriální) strukturou, ponořující se směrem k sv. Takovýto řez se v mapě projeví jako „uzavírání" klenby, to znamená splynutí obalových jednotek z ramen antiformy v jeden celek. V geologické mapě je to známý jev brachyantiklinálního uzávěru, s horninovými pruhy probíhajícími příčně ke směru vrstev v ramenech antiklinály.

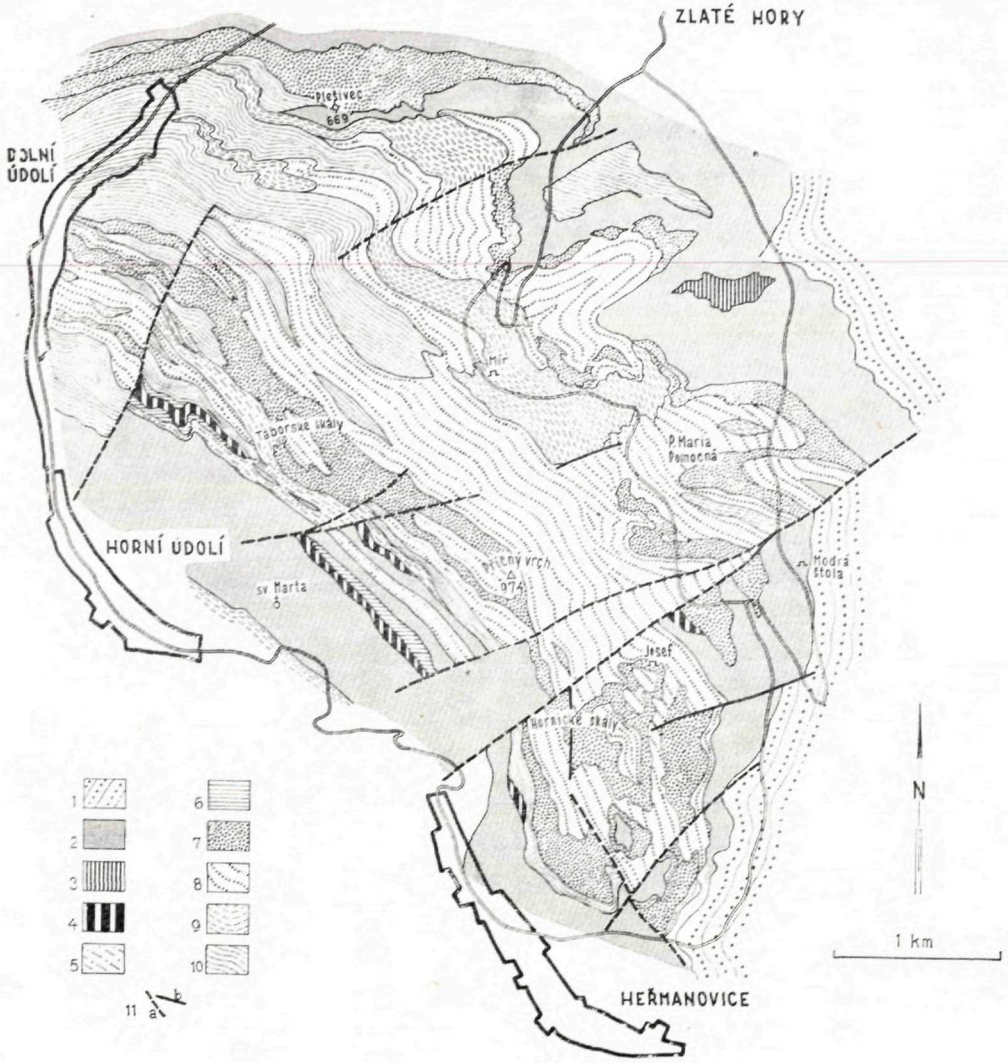
Horniny zlatohorského oblouku a jejich „stratigrafická" posice

O dnešní skutečné stratigrafické posici hornin ve zlatohorském oblouku je velmi málo známo. Je to způsobeno nesmírně komplikovanou vrásovou (patrně třífázovou) stavbou. Vrstevní sled není ani možno korelovat s jinými částmi Vysokého Jeseníku, kde je stratigrafie poměrně jasná, protože souvrství je zde rozšířeno oproti jiným částem Jeseníků o větší počet vulkanických členů, Z. Pertold (1968), M. Fišera, J. Souček, J. Tomšík nepublikovaná sdělení, J. Skácel (1970). Proto sled hornin popisuji podle toho jak leží nad sebou ve vzájemné posici od jádra předpokládané staré příčné alpinotypní antiformy b směrem vně.

Nejspodnějšími horninami, podle J. Skácela (1959, 1970), podloží vrbenského devonu, nejpravděpodobněji tvoří živcové ruly (č. 10 v geologické mapě). V jejich nadloží je mohutné souvrství zelených břidlic č. 9, metamorfních derivátů bazických vulkanických hornin a jejich tufitů. Místy tyto horniny mohou představovati retrográdně metamorfované amfibolity.

Nad nimi leží mocné souvrství hornin č. 8, označované jako sericit, chlorit, albit, kvarcitické fylity. Dále vrstevní sled pokračuje kvarcity č. 7, tvořícími ve dvou pruzích kostru zlatohorského oblouku. Na ně nasedají sericit-biotitické metatufity (kř. keratofyrů ?) č. 6, v nadloží jsou sericitické kvarcity č. 5, metakeratofyry č. 4, vápence č. 3. Grafitické fylity č. 2 uzavírají sled vrbenského devonu.

Nejvyšším členem souvrství ve zlatohorské oblasti jsou horniny č. 1, fylitické droby a grafitické fylity andělskohorských vrstev. Stáří všech hornin, s výjimkou živcových rul spolu s některými vložkami zelených břidlic, je devonské.



Obr. 1 Geologická mapa sv. části desenské klenby (podle Z. Pertolda 1969)

1 – Andělskohorské vrstvy; 2 – Grafitické fylity; 3 – Vápence; 4 – Metakeratofyry; 5 – sericitické kvarcity; 6 – sericit biotitické metatufy; 7 – kvarcity; 8 – fylity; 9 – zelené břidlice; 10 – živcové ruly; 11 – zlomy; a – předpokládané; b – jisté

Abb. 1 Geologische Karte des nordöstlichen Teiles der Desener Wölbung (nach Z. Pertold 1969)

1 – Engelberger Schichten (Phylliten, Grauwacken); 2 – Graphitische Phylliten; 3 – Kalkstein; 4 – Metakeratofyren; 5 – Serizitische kvarziten; 6 – Serizitbiotitische Metatuffiten; 7 – Kvarziten; 8 – Phylliten; 9 – Grünschiefer; 10 – Feldspatgneisse; 11 – Brüche; a – vermutete; b – festgestellte

Tektonický vývoj

Horniny zlatohorského oblouku vznikly v geosynklinálním prostředí se silnou vulkanickou aktivitou. Autoři J. Skácel (1959), Z. Pouba (1962) předpokládají transgresi devonu s bazálními kvarcity jako transgresním členem, na předdevonské, patrně proterozoické krystalinikum dnešního jádra klenby. B. Koverdynský (1969) klade pro všechny jednotky (podložní krystalinikum s pláštěm) stejné — devonské stáří a předpokládá mezi jednotlivými členy sedimentární přechody. Tato otázka není dosud uspokojivě rozřešena.

Po sedimentaci kvarcitických a tufitických břidličných hornin, nastalo (Z. Pouba 1962) změlčování synklinály. V této době sedimentují vápence, které místy ve vyšších částech obsahují redeponovaný klastický materiál devonu. Po jejich sedimentaci R. Kettner (1952) usuzuje na vznik příkrovové stavby s východní vergencí.

Další sedimentace postupovala usazováním drobových a břidličných hornin andělskohorských vrstev. Autoři P. Orel a Z. Tišnovský (1962) předpokládají podle výsledků vrtného průzkumu na zlatohorském ložisku konkordanci mezi vrbenskými vrstvami (koblenc) a andělskohorskými vrstvami (frasn, famen). Dále tito autoři dokazují alpinotypní vyvrásnění devonu do kilometrových ležatých vrás sj. směru s vergencí k Z.

Toto vrásnění muselo tedy nastat nejdříve po sedimentaci andělskohorských vrstev. Na existenci tohoto vrásnění je usuzováno podle dvou příčných kvarcitových pruhů vz. až sj. směru, které se směrem k J v oblasti Heřmanovic (viz geol. mapu) uzavírají, což podporuje domněnku o velké vráse s vergencí k Z. Jádro vrásy by pak tvořily horniny č. 8.

Z drobně tektonických výzkumů K. Pateisky (1927), J. Štelcl (1955), P. Orel—Z. Tišnovský (1962), P. Rajlich (1967), Z. Pertold (1968) vyplynulo, že v území jsou co do stylu dvě fáze metamorfního vrásnění (mladší nebo současné s předpokládanou alpinotypní stavbou b; P. Orel—Z. Tišnovský (1962).

Tato dvě vrásnění se liší tvarem vrás, K. Pateisky (1927), doprovodnou metamorfózou, J. Štelcl (1954), M. Novotný—J. Štelcl (1961), P. Rajlich (1967), M. Fišera—J. Souček (1970). Obě vrásnění b1, b2 spolu s doprovodnou metamorfózou postihují jak horniny devonu tak horniny kulmu (P. Rajlich 1967).

Stáří metamorfózy a vrásnivých procesů

Domnívám se, že metamorfóza a vrásnění nastalo ještě v době sedimentace ve východosudetské geosynklinále. Podle H. G. Wunderlicha (1966) k prvnímu orogennímu vrásnivému pohybu dochází při vystupování centrální

části orogénu a přenáší sedimentační pánve směrem k předpolí. Tento děj probíhá již při sedimentaci flyše a molasy. Centrální část orogénu je vrásněna a deformační vlna postupuje směrem k předpolí.

Starší vrásnění b1 mohlo tedy probíhat ještě v době usazování svrchních částí kulmu. Např. Hornobenešovské droby již obsahují klastický živec z krystalinika jader Vysokého Jeseníku (Z. Pouba 1962).

Zlomová tektonika

Poslední fází vývoje je intenzivní kerná tektonika SZ—JV směru. Některé indicie svědčí pro to, že tyto zlomy rovněž ovlivňovaly sedimentaci devonu a rozmístění jeho facií, Z. Pouba—Z. Mísař (1961). Nápadným jevem je, že střední směr starších vrás b1 je totožný se směry těchto zlomů.

Vrásnění B1 a B2

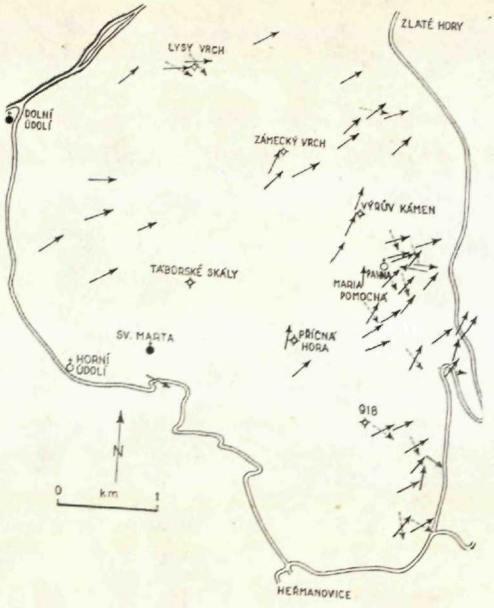
Jako vrásnění b1 a b2 označují komplexní vrásový + metamorfní dvoufázový proces, který dal vzniknouti vrásové stavbě charakteristické dvěma vrásovými styly s rozdílnými směry, mladší než (alpinotypní ?) vrásnění b.

I když podle současných teoretických a experimentálních výzkumů není nutné předpokládat pro dva kolmé vrásové systémy rozdílné stáří, S. K. Ghosh—H. Ramberg (1970), S. K. Ghosh (1970), můžeme ve zlatohorské oblasti sledovat rekrystalizaci a deformaci horninových minerálů, které svědčí o různé časové posici (superposici) vrásnění b1, b2.

Dnešní výzkumy ve většině orogénů ukazují, že jejich stavba je vytvořena polyfázovým metamorfním a vrásnivým procesem Pitcher—Flinn (1965), J. G. Ramsay (1967), de Sitter (1960) atd. Vzájemnou sukcesi metamorfózy a deformace je možno studovati na superposici vrásových systémů, na drcení a rekrystalizaci starších metamorfogenních minerálů. Výborný metodický základ ke studiu vztahu deformace a krystalizace položil B. Sander (1948, 1950).

Pro sv. část desenské antiformy jsou charakteristické dva směrově odlišné vrásové styly b1, b2. Vrásy typu b1, čárkovaně na obr. 2 (s vergencí k S a V), jsou ležaté vrásy cm, dm, m — větších rozměrů a rovnoběžné s generelním směrem horninových pruhů. Isogony v těchto vrásách silně konvergují směrem k jádru vrásy (obr. 3). (Isogony jsou přímky spojující místa dotyku tečen se stejným úklonem od vrásové roviny s vnitřním a vnějším obloukem vrásy). Vrásy b_1 byly tvořeny ohybem spolu s flexurním skluzem J. G. Ramsay (1967).

Pro styl vrásnění b1 je rovněž charakteristické stejné chování hornin bez rozdílu kompetence. Typ vrás je téměř stejný ve fylitech jako ve kvarcitech. Vrásnění bylo doprovázeno vznikem krystalizační břidličnatosti při

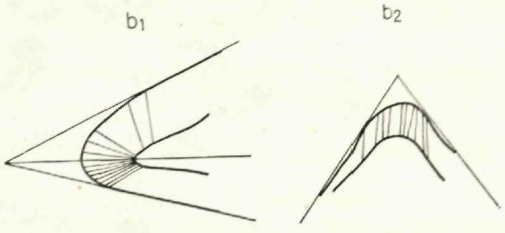


Obr. 2 Směry starých (čárkovaně) a mladších (plně) vrás (podle J. Štelcla 1955)

Abb. 2 Richtungen der älteren (gestrichelt) und jüngeren (voll) Falten (nach J. Štelcl 1955)

epizonální metamorfóze. Vrásy b2 (obr. 3) mají isogony paralelní. Tyto vrásy byly tvořeny nehomogenním střihem rovnoběžným s vrásovou rovinou a představují pravé podobné vrásy, J. G. Ramsay (1967). Pohyb hmoty je rovnoběžný s rovinou vrásy. Podle H. Ramberga (1963) v tomto případě není nezbytně nutné zkrácení souvrství ve směru kolmo na vrásovou osu, jak dokazuje na deformaci vrstev při růstu solného diapirového pně.

Mladší vrásy b2, plně na obr. 2, s vergencí k JV, představují značně nehomogenní deformaci. Jsou v území nestejnoměrně rozšířeny, jejich velikost zahrnuje všechny velikostní třídy. Výrazně se projevuje kompetence jednotlivých vrstevních členů (kvarcitů a fylitů), jsou doprovázeny podstatně slabší metamorfózou než vrásy b1; celkové srovnání metamorfózy a deformace vrásnění b1, b2 a jemu předcházející ? alpinotypní deformaci je na obr. 4. Síla jednotlivých sloupků znamená relativní konečnou deformaci.



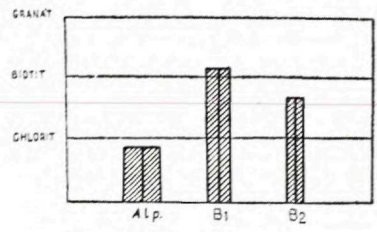
Obr. 3 Isogony vrás b1 a b2

Abb. 3 Isogonen der Falten b1 und b2

Vrásy b2 porušují dřívější stavbu b1, zvrásňují S plochy krystalizační břidličnatosti, lineaci a vrásové osy b1. Místy (hlavně v grafitických fylitech) jsou doprovázeny normální vějířovitou klivází.

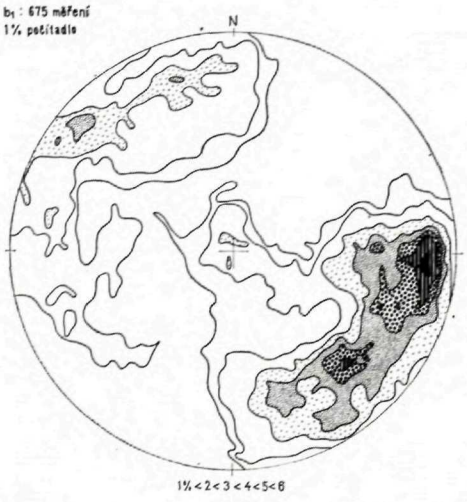
Charakteristickým projevem vrásnění b2 je uspořádání směrů starších vrás b1 v diagramu. Na obr. 5 je diagram os b1, který vykazuje charakteristický rozptyl. Tento rozptyl by se měl pohybovat v případě převrásnění starší lineace vrásou podobného typu po velkém oblouku, ale v důsledku nehomogenní deformace při vrásnění b2 tvoří tento rozptyl spíše spirálu. Charakter rozptylu odpovídá zvrásnění dřívější lineace na kuželovité ploše, M. R. Staufer (1964).

Na obr. 6 je diagram směrů mladších vrás s vysokým maximem koncentrace, které charakterisuje stabilitu směrů mladších vrás. Střední vektor vrás b2 je 45,9°/22,8° ± 1,6° počítaný z 500 měření. Průměrný úhel mezi systémy b1 : b2 je 78,11° ± 3,68°.



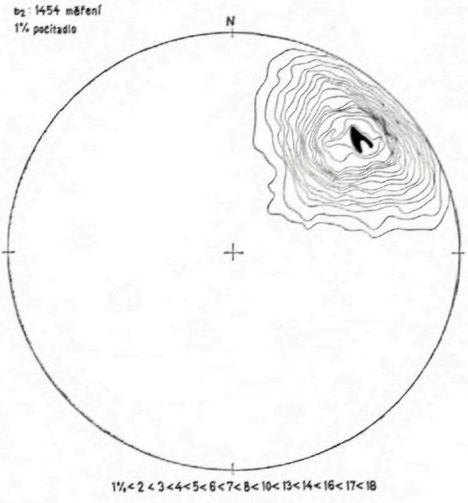
Obr. 4 Diagram relativní intenzity metamorfózy při vrásnění b; b1; b2

Abb. 4 Diagram der relativen Metamorphose intensität bei den Faltungen b; b1; b2



Obr. 5

Abb. 5 b_1 : 675 Messungen; 1 % Rechenmesser



Obr. 6

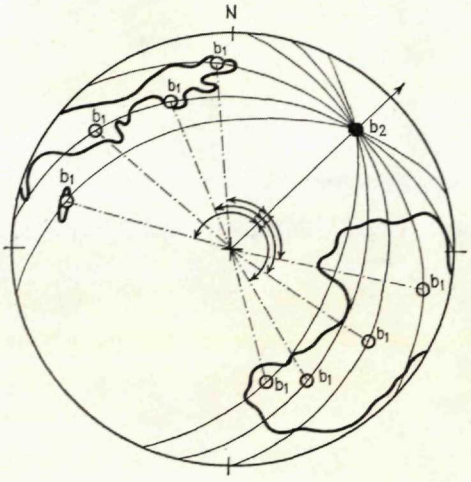
Abb. 6 b_2 : 1454 Messungen; 1 % Rechenmesser

Použití drobně tektonických prvků pro analysu tvaru velké stavby

Obr. 7 vyjádřuje vztah směru a úklonu ploch foliace v nejmladší vráse ke směru a úklonu starší vrásové osy, nebo lineace v této ploše obsažené. Z diagramu je možno vyčíst, že se stoupajícím úklonem foliační plochy se bude zvětšovat úhel sevřený mladšími a staršími vrásami. Tohoto vztahu bylo využito pro studium velké vrásové stavby sv. části desenské antiformy.

Byly měřeny a počítány úhlové rozdíly mezi starými a mladšími vrásami podle metody J. G. Ramsaye (1967) str. 476. Isolinie úhlů poskytují obraz

o prostorové zákonitosti, o celkovém trendu úklonů S ploch ve velké vráse. Vysoká lokální variabilita směrů a sklonů S ploch velmi ovlivnila regionální průběh měřených hodnot b1 : b2. Proto byla územím proložena série regresních ploch, které metodou minimalizace čtverců rozdílů mezi měřenou hodnotou a plochou prostorového průběhu polynomické funkce oddělují regionální trend od lokálních odchylek, viz např. V. Peksa—J. Klomínský—V. Sattran (1970), Krambejn U. Grejbill (1969). Nejlepší obraz poskytuje vyrovnání polynomem 3. stupně. Na obr. 8 jsou zobrazeny isolinie prostorového průběhu plochy teoretických hodnot polynomické funkce. Tato plocha vyjádřuje

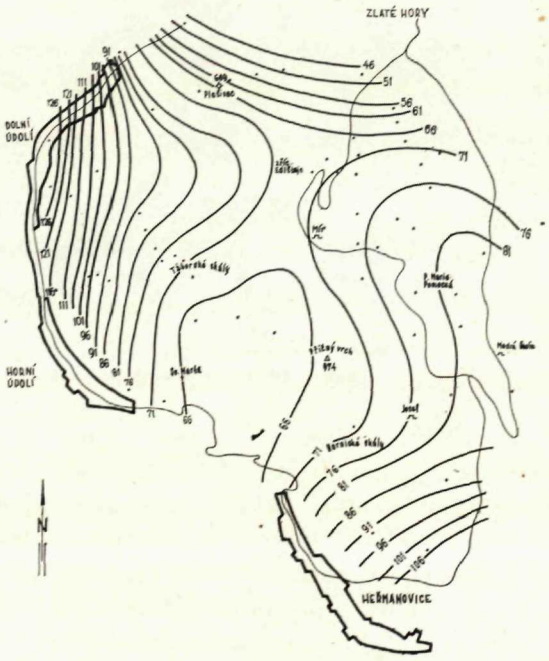


Obr. 7 Diagram úhlových vztahů mezi směrem a sklonem S ploch a směrem a sklonem vrás b1

Abb. 7 Diagram der Winkelsbeziehungen zwischen Streichen und Fallen S Flächen und Streiche mit Einfallen der Falten b2

20,4 % celkového rozptylu hodnot, spolehlivost určená F testem je 50 %. Slabá „síla" trendu je způsobena malým počtem měření, pouze 59 lokalit daných počtem výchozů a velikou variabilitou měření, nicméně srovnáním s jinými stavebními prvky uspokojivě vyjádřuje velkou vrásovou stavbu.

Z mapky je vidět, že centrum oblasti — kóta Příčný vrch má isolinie s menšími



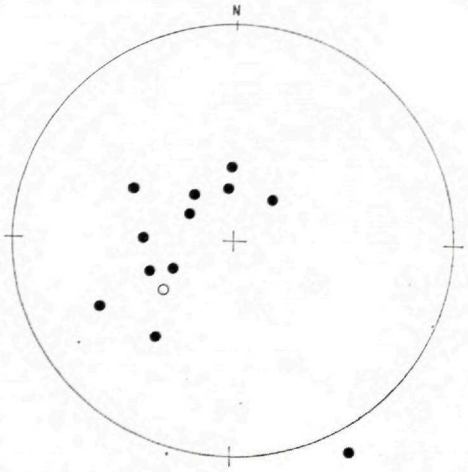
Obr. 8 Regresní plocha 3. stupně $\sphericalangle b_1 : b_2$

Abb. 8 Trendflache der Winkeldifferenzen zwischen Falten b1 und b2

úhly rozdílu b1 : b2. Dále můžeme pozorovati, jak tento úhel směrem k SZ a JV stoupá, přičemž dosahuje maxima 126° na Západě. Vrátíme-li se k obr. č. 7 je zřejmé, že při stoupajícím úklonu ploch S se jejich spádnice budou přibližovat směrem ke středu diagramu a bude se ještě dále zvětšovat úhel b1 : b2. Teoreticky při úklonu S ploch 90° dosáhne velikosti rozdílu úhlu b1 : b2 180°, čili oba systémy budou rovnoběžné. Z regresní analysy vyplývá, že vlastní struktura zlatohorského oblouku je vrchol (nebo jeho část) antiformy vytvořené vrásněním b2, sv. směru a ponořující se směrem k SV. Její ramena pokračují dále na Z a JV. Vzhledem k celkové JV vergenci vrás b2, budou ramena antiformy pokračovat do větší vzdálenosti v plošším rameni, t. zn. dále na Z než na JV.

Ke genezi drobné a velké stavby b2

Směr starších vrás, v našem případě b1 je možno měřit globálně jako směr a sklon roviny (v diagramu je touto rovinou u podobných vrás velký oblouk). Průsečík této roviny s rovinou vrásy dává stopu vektoru, čili směr pohybu horninové hmoty v podobné vráse, J. G. Ramsay (1960, 1967). Diagram



Obr. 9 Stopy vektorů pohybu nehomogenního střihu v b_2 ● spodní polokoule; ○ svrchní polokoule

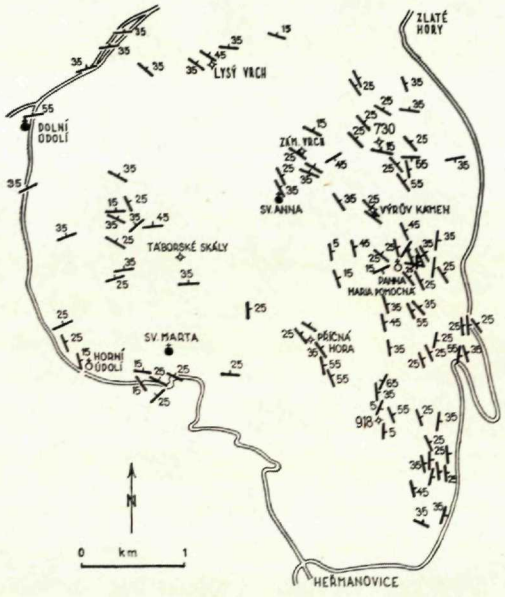
Abb. 9 Spuren von Vektoren der inhomogenen Scher-Bewegung in b_2 ● untere Halbkugel; ○ obere Halbkugel

vektorů a měřených ve zlatohorské oblasti je na obr. 9. Jejich těžiště leží na rovníku 20° směrem k Z, přibližně kolmo ke střednímu vektoru vrás b2 = 45,9°/22,8°. Deformační kříž bude mít patrně monoklinickou symetrii.

Na obr. 10 jsou směry a sklony S ploch. Každá hodnota úklonu představuje střed intervalu +4°, −5°. Obr. 11 je konturovým diagramem jejich pólů. Metodou nejmenších čtverců byl vypočítán azimut a úklon pí bodu pro kuželo-

vitou vrásu. Mladší stavba i ve velkém měřítku se vyznačuje velkou nehomogenitou konečné deformace b2, díky značně rozdílné kompetenci jednotlivých vrstevních členů. V takovémto procesu je deformace nepravidelně rozšířena podél vrásové osy, vrásy jsou místy více stlačené, vrása pak má celkově kuželovitý tvar. Statisticky zobrazuje diagram S ploch kuželovitou plochu s přibližně horizontální osou. Zvrásnění plochy s lineárním prvkem do kuželovitého tvaru způsobuje rozptyl starších lineárních elementů b1 v diagramu do spirálovitého tvaru, M. R. Staufer (1964).

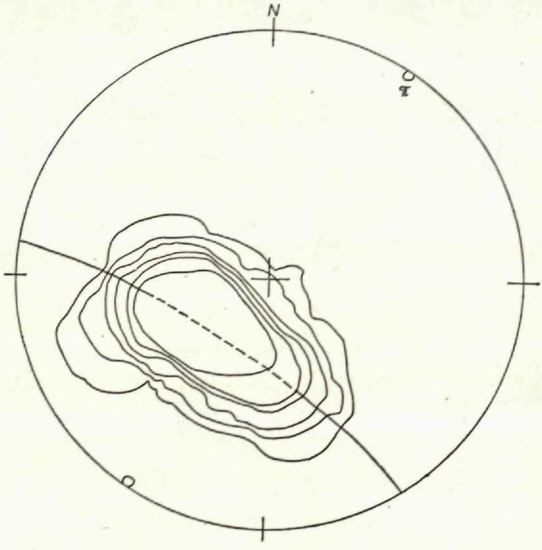
Podle celkového trendu vrásových os b1, jejich rozptylu podél osy b2 i ve velkém měřítku, viz obr. 8, usuzuji, jak již bylo shora uvedeno na to, že velká vrásová stavba SV směru byla vytvořena vrásněním b2. V kapitole o vrás-



Obr. 10 Směry a sklony foliace (podle J. Štelcla 1955)

Abb. 10 Streichen und Fallen der Foliation nach J. Štelcl 1955)

nění b1, b2 je citován rovněž teoretický model H. Ramberga (1963), podle kterého předpokládám, že pro vznik podobné vrásy ve zlatohorském revíru vrás b2 není nutné předpokládat zkrácení souvrství ve směru kolmo na vrásovou osu, protože pohyb materiálu se děje v tomto případě rov-



Obr. 11 Póly S ploch 112 pólů 5,12 % počítadlo
4 % < 8 < 12 < 16 < 20 < 32 < 32 < < 56

Abb. 11 Ple der S-Flächen 112 Pole 5,12 % Rechenmesser

noběžně s vrásovou rovinou. Mechanismus vzniku vrásy může být podobný vzniku solných diapirů. Z takovéhoto nadhledu bychom vlastní příčinu antiformy — desenské „klenby" mohli hledat v plasticko-elastickém toku podložních hornin směrem vzhůru paralelně s vrásovou rovinou. Ramena takovéto vrásy podléhají větší translaci než vrchol vrásy. Vlastní méně kompetentní materiál schopný rychlejšího, přibližně vertikálního toku představují (proterezoické ?) živcové ruly z podloží devonské série, které byly vtlačovány do nadloží. Vliv podložních pararul na vytvoření kleneb předpokládala již řada autorů. Mezi jinými jsou to zejména P. Orel—Z. Tišnovský (1962), Z. Pouba (1962).

Předložené výsledky odkrývají celou řadu nových problémů, které snad v budoucnosti pomohou osvětlit genezi polymetalických ložisek. V práci jsem se snažil přístupnou formou vysvětlit celý postup detailní tektonické práce.

Všechny diagramy byly počítány na počítači ICT 1905 ČKD v Libni, regrese byly počítány na počítači Minsk-A 22, Vysoká škola zemědělská v Praze.

Do tlače odporučil M. Maheľ

Je mi milou povinností poděkovat mým učitelům prof. J. Koutkovi, dr. Z. Pertoldovi, prof. Z. Poubovi za vedení prvních kroků v tomto terénu, doc. J. Jarošovi, dr. J. Pokornému za četné diskuse a podporu při práci. Pracovníkům výpočetního střediska ČKD Praha a Vysoké školy zemědělské děkuji za pečlivou přípravu dat pro výpočet, pí. Horáčkové za přepsání rukopisu.

LITERATURA

[1] Adler R. E. et all., 1968: Elektronische Datenverarbeitung in der Tektonik. Clausthaler tektonische Hefte, 8, 1—157, Clausthal. — [2] Becke F., 1892: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes. S. B. Akad. Wiss., Bd. 101, Wien. — [3] Dušek J., 1970: Program regresní analysy. Manuskript-archiv ÚÚG, Praha. — [4] Ghosh S. K., 1970: A theoretical study of intersecting fold patterns. Tectonophysics, 9. Hamburg — [5] Ghosh S. K. — Ramberg H., 1970: Buckling experiments on intersecting fold patterns. Tectonophysics, 5 Hamburg. — [6] Fišera M. — Součck J., 1970: Typy porfyroblastů a glomeroblastů devonských hornin zlatohorského revíru. Materiály z oblastní geologické konference ve Zlatých Horách. Zlatohorský zpravodaj, sv. III, 3a. — [7] Kettner R., 1959: Geologické profily devonem mezi Heřmanovicemi a Vrbnem ve Slezsku. Věst. Čes. spol. nauk 1949/10, Praha. — [8] Koverdynský B., 1969: K otázce stáří krystalických sérií v oblasti Jeseníků. Práce Odboru přírodních věd Vlastivědného ústavu v Olomouci č. 17, Olomouc. — [9] Koverdynský B., 1970: Příspěvek k problematice klenbových struktur moravosilezika. Zprávy Vlastivědného ústavu v Olomouci č. 149, Olomouc. — [10] Krambejn U. —

Grejbill F., 1969: Statističeskije modeli v geologii. Mir, Moskva. — [11] Marsal D., 1967: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. — [12] Novotný M. — Štelcl J., 1961: Petrografie severovýchodní části Hrubého Jeseníku. Folia Přír. fak. UJEP Brno, sv. II, spis 2, Brno. — [13] Orel P. — Tišnovský Z., 1962: Předběžná zpráva o nových názorech na geologickou stavbu území v okolí Zlatých Hor ve Slezsku. Zprávy Slezského úst. ČSAV v Opavě 132/2, Opava. — [14] Pateisky K., 1929: Die Geologie des Variskischen Gebirges der Ostsudeten. Sbor. geol. úst. ČSSR, sv. 29, Praha. — [15] Peksa V. — Klomínský J. — Sattran V., 1970: Použití trendové analysy v geologických vědách. Čas. pro min. a geol. 15/2, Praha. — [16] Pertold Z., 1968: Drobná tektonika Zlaté Hory. Manuskript-archiv Geofondu, Praha. — [17] Pitcher — Flinn, 1965: Controls of Metamorphism. Oliver & Boyd, 368, London. — [18] Pouba Z., 1962: Jeseník M-33-XVIII, Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, ČSAV, Praha. — [19] Pouba Z. — Mísař Z., 1961: O vlivu příčných zlomů na geologickou stavbu Hrubého Jeseníku. Čas. pro min. geol., sv. 6, Praha. — [20] Rajlich P., 1967: Geologické a drobně tektonické poměry SZ části Příčného vrchu u Zlatých Hor s poznámkami k pol. zrudnění ložiska Zlaté Hory-záp. Katedra lož. ner. sur. PřFUJ. Manuskript-archiv Geofondu, Praha. — [21] Rajlich P. — Procházka J., 1970: Matematický program pro statistickou analysu drobně tektonických dat v diagramech na Lambertově plochojevné síti. Manuskript-archiv ÚUG, Praha. — [22] Ramberg H., 1963: Strain distribution and geometry of Folds. Bull. Geol. Inst. Univ., 42 (4), Uppsala. — [23] Ramsay J. G., 1960: The Deformation of early linear Structures in Areas of repeated Folding. Journ. Geol. 68, Hamburg. — [24] Ramsay J. G., 1963: Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the North—West Caledonides. Str. 143 v knize M. R. Johnson, F. H. Stewart, The Britisch Caledonides, Oliver & Boyd, London. — [25] Ramsay J. G., 1967: Folding and Fracturing of Rocks. McGraw Hill, Nev York. — [26] Ross J. V., 1962: The Folding of Angular Unconformable Sequences. Journ. Geol. Hamburg. — [27] de Sitter, 1960: Strukturnaja geologija. Mir, Moskva. — [28] Skácel J., 1959: Povaha styku desenských rul a vrbenského devonu mezi Zlatými Horami a Karlovou Studánkou. Čas. mineral. geol., sv. 4, Praha. — [29] Skácel J., 1970: Některé problémy stratigrafie krystalinika Jeseníků a okolí. Materiály z Oblastní geologické konference ve Zlatých Horách ve dnech 18—19. března 1970. Zlatohorský zpravodaj, roč. III/3a. — [30] Staufer M. R., 1964: The Geometry of Conical Folds. New Zealand J. Geol. Geophys., Hamburg. — [31] Wunderlich H. G., 1966: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. Bibliogr. Inst., Mannheim.

PETR RAJLICH

REIHENFOLGE UND CHARAKTER DER PLIKATIVEN DEFORMATIONEN IM NORDÖSTLICHEN TEIL DER DESENER ANTIFORM

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Als nordöstlicher Teil des Altvaterbirges ist in der Arbeit der Abschluss der „Desenská Gewölbe" beschreibt. Der Termin „Gewölbe" der älteren Autoren mit jüngeren Gesteinen in den Kern und älteren in der Hülle entspricht nicht genau der jetzigen Forschung. Nach Meinung einigen Autoren ist das Alter der zentralen kristallinischen Serien, gleich dem bei der umhüllenden Serien. Deshalb hat B. Koverdynský (1970) neue Benennung,

Desenská Antiform vorgeschlägt. So ist nur Form der Struktur wie nach oben sich schliessende Falte ohne stratigrafischen Folge beschreibt.

Aus der Hauptgesteinen des Gebiets, so genannten Vrbenská Serie, sind hier nach der Folge der kleineren schrägen Antiform von Zlaté Hory (die alter als die NO Desenská Gewölbe ist), von unten nach oben, vertretten: die Feldspatgneise-No. 10 in der geologischen Karte, Abb. 1, Grünschiefer-No. 9, kvarzitische Phylliten, No. 8, Kvarzite, No. 7, Serizit-Biotitische Schiefer, No. 6, serizitische Kvarziten, No. 5, Metakeratophyren, No. 4, Kalksteine, No. 3, graphitische Phylliten-No. 2 und phyllitische Grauwacke und graphitischen Phylliten des Engelberger Schichten, No. 1. Die Gesteine sind des devonischen Alters.

Die Gesteine entstanden in der geosynklinalen Milieu mit der starken vulkanischen Aktivität. Die Erhebung und die Verflächung der Geosynklinale ist bei der Sedimentation der Kalksteine vermutet. Nach Meinung einigen Autoren geht die Sedimentation von Koblenz nach Frasn (Engelberger Schichten) durch. Die erste Faltung bildete die kilometrgrossen Antiklinalen, mit Streichen NW—SO bis N—S und mit Vergenz nach West. Die Flanken der Antiforma sind die kvarzitische Streifen No. 7 in der geologischen Karte. Dieser Bau wurde später noch in zwei Faltungsrichtungen verfaltet und metamorphosiert. Die erste Richtung ist parallel mit dem alpinotypen Bau, das heisst mit Streifen der Gesteine, die zweite Richtung ist Nordöstlich-sudwestliche siehe Abb. 2.

In der letzten Phase der tektonischen Entwicklung wurde das Gebiet von Alvatergebirge in die Schollen durch Brüche mit NW—SO Richtung zersplittert.

Die Faltungsphasen konnten noch bei der Sedimentation des Unterkarbons und Oberkarbons stattfinden. Die stärkeste Metamorphose war bei der Faltung B2, Abb. 4.

Es wurden im Detail die jüngsten Falten untersucht. Die einzelne Faltentypen, Abb. 3, sind Biegefalten bei Faltung B1, ähnliche Falten bei Faltung B2.

Zie Zerstreunung der b1 Falten im Diagram Abb. 5 bedeutet Streung des liaren Elementes um die konische Flache der Falten b2. Diagram der Faltenachsen b2 siehe Abb. 6.

Durschnitlicher Azimuth und Einfallswinkel der jüngeren Falten ist 45,9°/22,8°, und durschnittlicher Winkel zwischen alten und jüngeren Falten ist 78,11° ± 3,68°.

Die Kleinachsen der Faltung B1, wurden benutzt zur Konstruirung des grossen Baues. Mit der Vergrösserung des Einfallens der S-Flächen steigt der Winkel zwischen alten und jungen Faltenazimuthen in der Falte B2. Dieser Winkel wurde gemessen und die Trendfläche wurde ausgerechnet. Die Isolinien des gleichen Winkels zwischen b1 und b2 (siehe Abb. 8), geben das Bild von der generellen Neigung der S Flächen, das heisst sie vermittlen Form der grossen antiformalen Struktur.

Diese Antiform (die Achse) streicht ungefähr Nordöstlich und streicht in dem Mittel der Trendkarte (Abb. 8), wo sind die kleinsten Werte der Winkel. Das Gebiet von Lagerstätte von Zlaté Hory, findet sich in dem Gipfel von dieser Antiform. Die Antiform (Nordöstlicher Teil von Desenská Antiform) wurde bei der Faltung B2 gebildet.

Diagram in der Abb. 9 zeigt die Faltenvektore a. Dieser Kreuz hat monoklinische Symetrie und der Vektor ist parallel mit der Achsenebene, das ist mit dem Art der Deformation in der ähnlichen Falten verbunden. Das Material bewegt sich parallel mit der Taltenebene. Da die jüngere Deformation B2 Antiform von Zlaté Hory gebildet hat, habe ich Ansicht ausgesagt, das die Wölbung durch die Injektion der plastichen Gneisen in die Hülle verursacht wurde.

Die Verteilung der S Flächen mit ausgerechneten Pí Kreis entspricht der konische Falte gebildete durch die inhomogene Verformung bei Deformation B2.

Preložil autor

Geologické práce, Správy 57 | str. 105—109 | Bratislava | 1971

ALBÍN KLINEC*

HLAVNÉ TEKTONICKÉ ELEMENTY VÝCHODNÝCH VEPORÍD

(1 obr. v texte, anglické résumé)

Abstract. The author of this article is solving the essential problem of new division of the Veporides by analysis of main dislocation zones. Latest investigations in this region bring him to interesting conclusions, on the basis of which he modifies the opinions of this problematics expressed by former authors.

V súvislosti s výskumom východných veporíd vynorili sa v posledných rokoch ďalšie námety na riešenie stavby tejto zóny. Jej zásadné črty som vysvetlil v predchádzajúcich prácach (A. Klinec 1964, 1966) a v tomto predloženom príspevku sa budem zaoberať najmä jej niektorými tektonickými poruchami. Stav poznania už dlhší čas totiž nedovoľuje zotrvávať v názoroch, ktoré uvádzajú V. Zoubek (1930, 1961) alebo D. Kubíny (1954, 1958, 1959).

Kvôli prehľadu pripomínam, že podľa poznatkov V. Zoubka a v určitej modifikácii i podľa D. Kubínyho bolo územie veporíd rozdelené na rad podzón, oddelených od seba pozdĺžnymi poruchami. V starších geologických mapách sa vyznačovali ako strmo uklonené línie, pretínajúce všetky geologické celky predneogénneho veku. Predpokladalo sa, že sú asi založené na starších disjunktívnych plochách a počiatky určitých diferencií jednotlivých subzón siahajú až do ich predalpínskeho geosynklinálneho vývinu. K tomuto záveru im stačilo zbežné posúdenie zastúpenia amfibolitov v krakľovskej subzóne. Ich bohatší výskyt na Horehroní sa totiž stal kritériom pre vymedzenie tejto subzóny aj v iných oblastiach Západných Karpát. Neprihliadalo sa pritom na to, že amfibolity sú hojne zastúpené aj v tom úseku, ktorý bol situovaný do krakľovskej subzóny (sev. od P. Polhory), alebo do kohútskej subzóny (s. v. od Tisovca).

Hojnejšiu prítomnosť bázik v krakľovskej subzóne podmieňuje aj ich

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

dvojaký vek, o čom máme dnes už doklady. História geologického výskumu Karpát dokazuje, že členenie veporíd na podzóny nevyplynulo vlastne z „potrieb" kryštalinika samotného, ale zo širších geologicko-tektonických súvislostí, keď sa pre subtatranské príkrovy hľadali koreňové oblasti. Táto pôvodná predstava o funkcii subzón bola postupne zavrhnutá (D. Kubíny 1958; A. Biely 1964).

Pri zostavovaní geologických a tektonických máp sa však vo veporidách naďalej vyznačujú poruchy, ktorým sa pripisuje funkcia línií oddeľujúcich jednotlivé subzóny. Je otázka, či subzóny a uvádzané poruchy skutočne jestvujú, a ak áno, aký majú význam. Naše výskumy z posledných rokov spresňujú a upravujú uvádzané poznatky.

P o h o r e l s k á l í n i a (V. Zoubek 1956). Na Horehroní bola vyznačovaná ako rovná strmo uklonená porucha, deliaca v určitom úseku granitoidy od kryštalických bridlíc. Východne od Pohorelej bola vedená naprieč granitoidného masívu Kráľova Hoľa a ďalej do územia budovaného mezozoikom až paleogénom.

Pri poslednom výskume sme konštatovali, že v stavbe veporíd má najväčší význam deliaca plocha granitoidov a kryštalických bridlíc. Tá má na Horehroní a vôbec vo veporidách mierny úklon a tendenciu meniť svoj smer. V dôsledku toho sa vystupovanie tejto plochy premieta na povrchu ako kľukatá čiara smerove závislá od konfigurácie reliéfu. S priebehom pohorelskej línie je naša na Horehroní zhodná len v úseku Blato—Pohorelá. Rozchádza sa s ňou v sv. okolí Pohronskej Polhory, kde sa stáča zo sv.—jz. smeru na SZ—JV. Podobne pri Pohorelej sa táto deliaca čiara stáča v oblasti heľpiansko-pohorelského mezozoického ostrova zo sv.—jz. smeru oblúkom na S a Z úpätím N. Tatier do oblasti Veľkej Vápenice, ba ešte ďalej až za sedlo Priehyba nad Heľpou. Jej priebeh je modifikovaný mladšími vertikálne orientovanými zlomami. Ako vidno, náplň a priebeh uvádzanej poruchy sa od pohorelskej línie podstatne odlišuje.

Je pozoruhodné, že priemet plôch ľubenícko-margecianskej a čertovickej je na povrchu zhodný s priebehom novovymedzenej poruchy na Horehroní. Dokonca ak stredom sygmoidálnych ohybov, a to ľubenícko-margecianskou poruchou (z. od Dobšinej), čertovickou (východné ukončenie ďumbierskeho masívu) a stredom ohybu novovymedzenej poruchy na Horehroní preložíme priamku vidíme, že leží v osi všetkých troch tektonických plôch. Z toho vyvodzujeme ich jednotnú genézu.

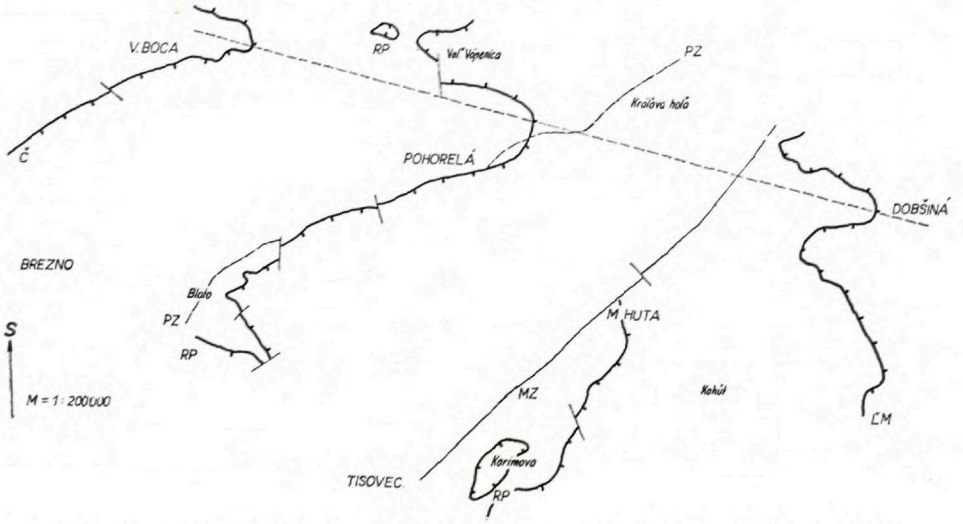
Podobný charakter styku medzi kráľovohoľským (granitoidy — migmatity) a hronským komplexom (kryštalické bridlice; A. Klinec 1966) je aj v kohútskom kryštaliniku. Názorne to dokazuje tektonický styk granitoidov na granátických svoroch v širšom okolí Muránskej Dlhej Lúky, alebo na vrchu Korimovo, sv. od Tisovca. Z toho vyplýva, že novovymedzovaná porucha

sa neviaže na priebeh línií pohorelskej a muránskej. Je to subhorizontálne orientovaná, zvlnená plocha, deliaca kráľovohoľský a hronský komplex v celom profile východných veporíd. Sprevádza ju mohutný vývin foliačných plôch v horninách kráľovohoľského komplexu. Pracovne ju označujem ako „rimavská porucha".

M u r á n s k a l í n i a (V. Zoubek 1956). Jej pôvodná náplň už dávnejšie nezodpovedá dnešným poznatkom. Stotožňuje sa so zlomom popaleogénneho veku, na čo poukázal J. Bystrický (1959). Osi vrás muránskeho príkrovu sú touto strmo uklonenou poruchou utínané. Kryštalické bridlice a granitoidy na jv. strane sú pozdĺž nej mierne nasunuté na muránske mezozoikum.

Muránsky zlom smerom na SV pokračuje cez Slovenský raj až k v. ukončeniu vikartovského chrbta. Smerom na JZ, v území, kde sú vyvinuté granitoidy poruchu prakticky nemožno sledovať.

Litologicky rozdielne typy hornín kryštalinika sa na muránskej poruche stýkajú len v úseku Tisovec—Muránska Huta (kryštalické bridlice — granitoidy). So zlomom to súvisí len nepriamo. Hlavnou príčinou je priaznivá kombinácia tektonických štruktúr. Kombinuje sa tu antiklinálna časť vrásy s elevá ciou jej osi. Zlom sa vyvinul pozdĺž krídla vrásy. Do oblasti muránskej



Schematický náčrt priebehu rimavskej poruchy vo veporidách (A. Klinec 1970)
Vysvetlivky: Č — čertovická porucha; RP — rimavská porucha; PZ — pohorelský zlom; MZ — muránsky zlom; LM — lubenícko-margecianska porucha

A schematic sketch of the course of the Rimava fault in the Veporides (A. Klinec 1970)
Explanatory notes: Č — the Čertovica fault; RP — the Rimava fault; PZ — the Pohorelá fault; MZ — the Muráň fault; LM — the Lubeník—Margecany fault

poruchy sa kládla i hranica medzi staroproterozoickou sériou tatranskou a mladoproterozoickou sériou kohútskou (M. Máška—V. Zoubek 1961). Tento názor naše nové práce (list Revúca 1962, list Tisovec 1965) nepotvrdili.

O pohorelskej a muránskej poruche možno súhrnne povedať, že sú to mladé zlomy (prešmyky) vytvorené na vhodných starších štruktúrach. Vo veporidách je takýchto porúch viac, ale podobne ako ony s genézou stavby veporského kryštalinika priamo nesúvisia. Naopak, túto funkciu spĺňa vo východných veporidách rimavská porucha, deliaca hronský a kráľovohoľský komplex. Má príkrovový — násunový charakter.

Z vyššie uvádzaných dôvodov vyplýva, že staršie členenie na subzóny musíme opustiť.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Biely A., 1964: Über die „Veporiden". — Geol. zbor. SAV 15, Bratislava. — [2] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika. Geol. práce, Zošit 56, Bratislava. — [3] Klinec A., 1964: Stavba východnej časti veporského kryštalinika. Kand. dizertačná práca Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Klinec A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zborník geolog. vied, Západné Karpaty zv. 6, Bratislava. — [5] Kubíny D., 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna. Geolog. práce, Správy 1, Bratislava. — [6] Kubíny D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. Geolog. práce, Správy 12, Bratislava. — [7] Kubíny D., 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej Hole. Geolog. práce, Správy 16, Bratislava. — [8] Zoubek V., 1930: Geologické studie o koreňové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně od Podbrezové. Věstník SGÚ VI, Praha. — [9] Zoubek V., 1956: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [10] Zoubek V., 1961: in Tektonický vývoj Československa. Nakl. ČSAV, Praha.

ALBÍN KLINEC

THE MAIN TECTONIC ELEMENTS IN THE EASTERN VEPORIDES

(Summary of the Slovak text)

The last investigations show that the earlier division of the Veporides into subzones does not reflect properly the state of knowledge about the tectonic structure of the region. In fact, the dividing planes between the subzones (the Pohorelá and the Muráň

lines) correspond to young faults. They are, however, not immediately connected with the genesis of the tectonic structures of the Veporide crystalline formation. In the eastern Veporides the function is proper to a subhorizontal undulated plane separating the Kráľová hoľa complex and the Hron complex. It is a regional tectonic fault independent of the subzones (according to an earlier conception). The foliation planes in granitic rocks of the Kráľova hoľa complex, parallel to the above tectonic fault reflect alterations caused by destruction and recrystallization. The tectonic fault is designated as the "Rimava fault". A detailed study shows that the division of the Veporides into subzones is not in accordance with the new informations and should be given up.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 57 | str. 111—119 | Bratislava | 1971

STANISLAV JACKO*

NIEKTORÉ OSOBITOSTI TEKTONICKÉHO VZŤAHU GEMERÍD S KRYŠTALINIKOM ČIERNEJ HORY

(4 obr. v texte, nemecké resumé)

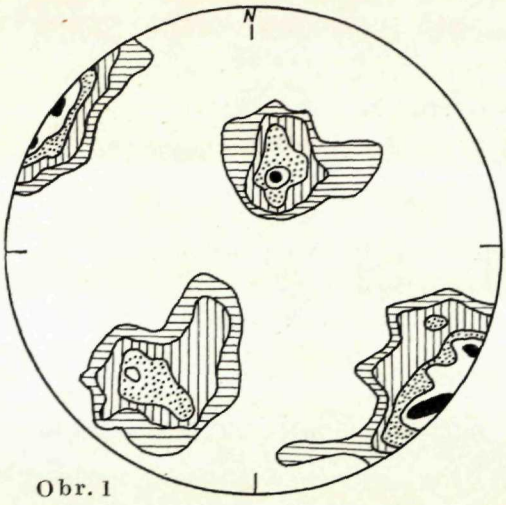
Abstrakt. In dem Artikel behandelt der Autor die Lösung des Problems der Beziehung zwischen den Gemeriden und Veporiden auf Grund der Analyse von kleintektonischen Elementen. Der Autor gelangt zum Schlusse über die genetische Beziehung von kleinen und grossen Faltenstrukturen zu Rupturlinien einschliesslich der Margecany-Linie. Eindeutig wird von ihm die durchdringende alpine Aufarbeitung des Čierna hora-Kristallins nachgewiesen. Interessant ist die Erkenntniss über die Interferenz der voralpinen und alpinen Strukturen in diesem Gebiete.

Die grösste Aufmerksamkeit wird der Lösung von Beziehungen gewidmet.

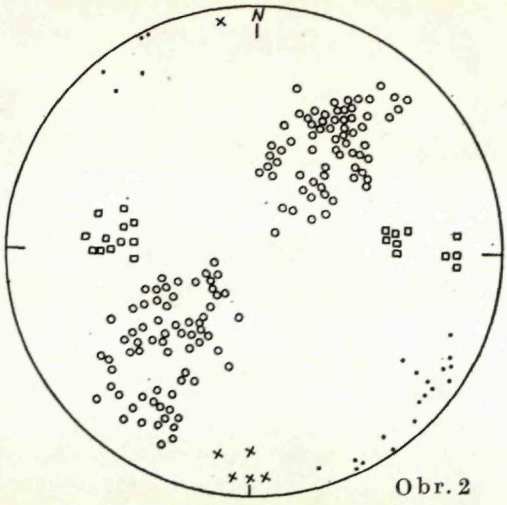
Pri litologicko-štruktúrnom výskume centrálnej časti kryštalinika Čiernej hory, osobitne granitizovaného komplexu Bujanovej, vyplynula nutnosť — hlbšie poznať symetrológiu a tektonický štýl alpínskeho štruktúrneho plánu v sledovanej oblasti. Z toho dôvodu sme robili štruktúrnu analýzu mezozoika ružínskej série v oblasti Margecany—Ružín a orientačný výskum priľahlej časti mladšieho paleozoika črmeľského antiklinória. Výsledky získané predbežným vyhodnotením štruktúrnych údajov umožňujú posúdiť predovšetkým vzájomné vzťahy predvrchnokarbónskej a alpínskej stavby kryštalinika. Drobnoštruktúrne štúdium mezozoika a mylonitových zón prispelo k objasneniu polyaktového priebehu kriedových deformácií.

Zásadné poznatky o geologickej stavbe a litologickom obsahu mezozoika i predmezozoických komplexov širšej oblasti Čiernej hory obsahujú práce O. Fusána (1954, 1960, 1964 — in A. Matejka a kol.) a O. Fusána—Q. Zárubu—K. Hromadu (1954). Najnovšie megaštruktúrne členenia Braniska a Čiernej hory podal M. Maheľ (in M. Maheľ a kol. 1967) na základe rozloženia kriedových štruktúr.

* Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT, Švermova 5/c, Košice



Obr. 1



Obr. 2

Obr. 1 Kontúrový diagram mezoskopických vrás diaftoritov série svorových rúl. Kontúrová projekcia v sv. a jz. kvadrante diagramu zahrnuje 200 pólov k foliácii diaftoritov. Izolínie 2, 4, 6, 9, 10 %. Izolínie v sz. a jv. kvadrante diagramu (2, 4, 6, 8, 10 %) demonštrujú disperziu osí vrás diaftoritov.

Abb. 1 Konturen-Diagramm der mesoskopischen Falten von Diaphthoriten aus der Glimmerschiefer—Gneiss-Serie. Die Konturen-Projektion im NO und SW Quadrante des Diagrammes enthält 200 Pole zur Foliation der Diaphthorie. Isolinien 2, 4, 6, 9, 10 %. Die Isolinie im NW und SO Quadrante des Diagrammes (2, 4, 6, 8, 10 %) demonstrieren die Dispersion von Faltenachsen der Diaphthorite

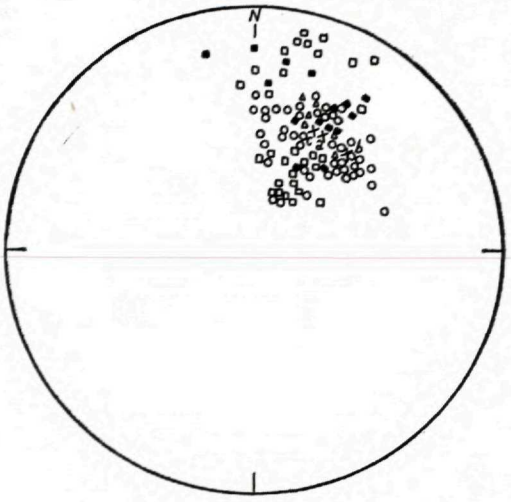
Obr. 2 — Projekcia mezoskopických vrás jury ružínskej série: ○ — póly k vrstevným plochám sz.—jv. systému vrás; ● — osí sz.—jv. vrás; □ — póly k vrstevným plochám priečnej (metrovej) vrásy v slienitých vápencoch ružínskej série; × — osi priečnej vrásy

Abb. 2 Projektion von mesoskopischen Falten des Juras in der Ružiner Serie: ○ — Pole zu den Schichtflächen des NW—SO Systems der Falten; ● — Achsen der NW—SO Falten; □ — Pole zu den Schichtflächen einer quergerichteten (Meter-) Falte in Mergelkalken der Ružiner Serie; × — Achsen der quergerichteten Falte

Charakter vrásovej stavby a jej vzťah ku disjunktívnym štruktúram

Pri štúdiu vrásovej stavby územia zistili sme zhodnú orientáciu, vergenciu (k SV a k S) i symetrologické vlastnosti mezoskopických vrás v mezozoiku (v jure i v spodnom triase) ružínskej série a v diaftoritoch série svorových rúl (obr. 1, 2). Tieto vzťahy poukazujú na pravdepodobnosť ich spoločného vzniku a na charakter kriedového vrásnenia v danom území.

Výsledkom neoidného vrásnenia teda nie je len rozčlenenie kryštalického komplexu Čiernej hory na jednotlivé pozdĺžne pásma sz.—jv. priebehu



Obr. 3 — Projekcia pólov k megaštruktúrnym prešmykovým plochám a k plošným štruktúram gemeridného karbónu:

× — póly a) k margecianskej línii; b) k tektonickému styku ružínskej série so sľubickým antiklinóriom; c) k tektonickému styku granitizovaného komplexu Bujanovej so sériou svorových rúl; ○ — póly k vrstevným plochám gemeridného karbónu; △ — póly k plochám pelitických vložiek v diabázoch gemeridného karbónu; □ — póly k plochám smernej kliváže gemeridného karbónu; ■ — póly k plochám dislokácií (m rádu) gemeridného karbónu

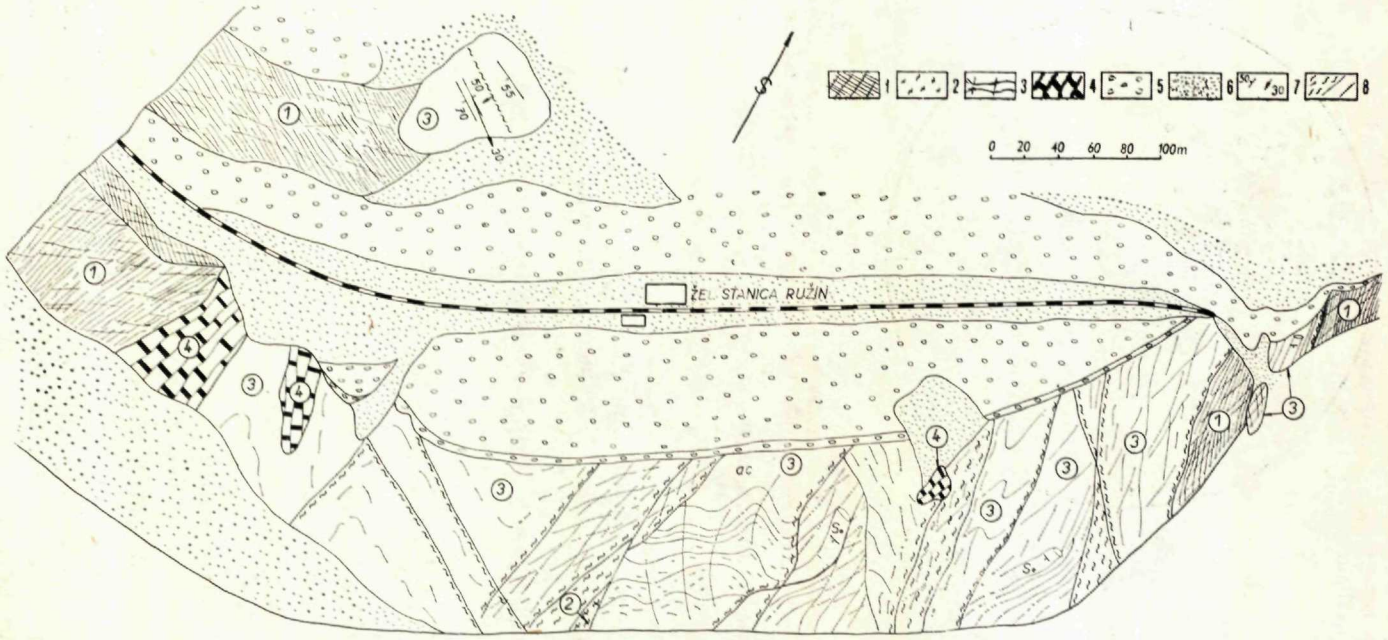
Abb. 3 Projektion der Pole zu den megastrukturellen Aufschiebungs-Flächen und den Flächen-Strukturen des gemeriden Karbons:

× — Pole a) Zu der Margecany-Linie; b) Zu dem tektonischen Kontakt der Ružiner Serie mit dem Sľubica-Antiklinorium; c) Zu dem tektonischen Kontakt des granitisierten Komplexes der Bujanová mit der Glimmerschiefer – Gneiss-Serie; ○ — Pole zu den Schichtflächen des gemeriden Karbons; △ — Pole zu den Flächen der pelitischen Einlagerungen in Diabasen des gemeriden Karbons; □ — — Pole zu den Flächen der Richtungsschieferung gemeriden Karbons; ■ — Pole zu den Dislokations--Flächen (von m-Ordnung) des gemeriden Karbons

a zvrásnenie (resp. i zakorenenie) obalových členov, ale i zreteľné tektonometamorfné prepracovanie kryštalinika. Nevyjasnený ostáva hĺbkový dosah prejavov tohto vrásnenia v kryštalickom podklade, čo spôsobuje okrem iného zhodný priebeh predalpínskych a alpínskych vrásových štruktúr parakryštalinika.

Pozícia hlavných prvkov vrásovej stavby (smer B-osi a osovej roviny vrás) bola využitá (resp. kopírovaná) i pri založení disjunktívnych štruktúr, geneticky spätých s násunom gemeríd na pásmo Čiernej hory. Zlomové línie viazané bezprostredne na tento násun generálne sledujú sz.—jv. priebeh vrásových osí, majú v podstate prešmykový charakter a stredne strmý úklon k JZ resp. JJZ (obr. 3).

Disjunktívne megaštruktúry tohto typu zvýrazňujú často zaklínené a budinované pruhy hornín bezprostredného nadložia. Na styku kriedových megaštruktúr (napr. hornádskeho synklinória so sľubickým antiklinóriom alebo črmelského antiklinória s hornádskym synklinóriom), prípadne i v rámci jednotlivých megaštruktúr na styku litologických komplexov s výrazne odlišnými mechanickými vlastnosťami (napr. granitizovaného komplexu Bujanovej s podložnou sériou svorových rúl) dochádza k šošovkovitému rozčleneniu niektorých litologických horizontov. Najintenzívnejšie bývajú po-



Obr. 4 **Schematizovaný blokdiagram šupinovitej stavby na styku mezozoika ružínskeho synklinória a sľubického antiklinória**
Vysvetlivky: *sľubické antiklinórium*: 1 — fylonity série svorových rúl; 2 — mylonitizovaný granodiorit; *ružínske synklinórium*: 3 — dynamometamorfované kvarcity spodného triasu; 4 — dolomity stred. triasu; 5 — terasové štrky; 6 — suť, hlina; 7 — pozícia So plôch a osi vrás; 8 — dislokácie s mylonitovou výplňou a bez nej

Abb. 4 Schematisiertes Blockdiagramm des Schuppenbaues an der Berührung des Mesozoikums des Ružiner Synklinoriums und des Sľubica-Antiklinoriums.
Erläuterungen: *Sľubica-Antiklinorium*: 1 — Phyllonite der Glimmerschiefer—Gneiss-Serie; 2 — Mylonitisierter Granodiorit; *Ružíner Synklinorium*: 3 — Dynamometamorphe quarzite der unteren Trias; 4 — Dolomite der mittleren Trias; 5 — Terrassen-Schotter; 6 — Schutt, Lehm; 7 — Position von So-Flächen und Faltenachsen; 8 — Dislokationen mit und ohne Mylonit-Füllung

stihnuté metakvarcity, u ktorých na základe stratigrafickej pozície môžeme predpokladať príslušnosť k spodnému triasu ružínskej série.

Na tektonickom styku gemeríd s pásmom Čiernej hory dochádza v úseku Veľ. Folkmár—Margecany k redukcii dvoch megaštruktúrnych jednotiek — hornádskeho synklinória a črmelského antiklinória. V oblasti Margecian končí na tejto línii i granitizovaný komplex Bujanovej, takže jz. a z. od Margecian sa polymetamorfovaná séria svorových rúl sľubického antiklinória bezprostredne stýka so zlepencovým súvrstvím karbónu gemeríd.

Aj keď nemožno vylúčiť možnosť primárnej redukcie týchto megaštruktúr smerom na SZ, uvedené skutočnosti naznačujú značnú intenzitu pohybov na prešmykových plochách vyššieho rádu. Preto ani neprekvapuje prítomnosť útržkov hornín fylit-diabázovej (črmelskej) série na tektonickom styku mezozoika hornádskeho synklinória v oblasti Hoľa (bývala železničná stanica Košické Hámre) a v mylonitoch K-metasomatického granodioritu sv. od Veľ. Folkmára. Tieto útržky bezprostredne nadväzujú na redukciu mezozoika ružínskej série smerom k SZ na západných svahoch Hole. Prítomnosť mylonitových zón v podložnom kryštaliniku tejto oblasti, výskyty tenkých šmúh hornín fylit-diabázovej (črmelskej) série v mylonitoch K-matasomatického granodioritu a redukcia ružínskej série ako celku poukazujú na extrémne stesňovanie koncových úsekov megaštruktúr a využitie stykových oblastí jednotlivých megaštruktúr k založeniu významných prešmykov.

Štúdium mylonitových zón prispelo i k odlíšeniu ponásunových deformácií. Patrí k nim regionálne vyvinutá strižná kliváž sv.—jz. smeru so stredne strmými úklonmi k SZ. Jej časové vzťahy k foliácii mylonitov smeru SZ—JV boli sledované v mylonitových zónach bujanovského granodioritu i vo fylonitoch svorových rúl.

Mylonity bujanovského granodioritu sú v okolí bývalej železničnej stanice Košické Hámre prestúpené dislokáciami sv.—jz. smeru so stredne strmými úklonmi k JV. K najmladším systémom disjunktívnych deformácií patria drobné dislokácie, pukliny a puklinová kliváž vsv.—zjz. až vz. smeru so strednými až strmými úklonmi k SSZ až S. Boli pozorované vo všetkých štruktúrnych jednotkách územia.

Okrem vyššie uvedených spoločných znakov je pre jednotlivé megaštruktúrne jednotky typický rozdielny stupeň porušenia pôvodnej vrásovej stavby, spôsobený predovšetkým mechanickými vlastnosťami (kompetenciou) megaštruktúry ako celku v období vzniku mylonitových zón (prešmykov) sz.—jv. smeru. Vrásové štruktúry kryštalinika sľubického antiklinória, ktoré je rytmicky prestúpené fylonitizovanými zónami, sú zachované v úsekoch maximálne 10—100 m rádu, pričom ich prevažná časť sa viaže na polohy kremitých svorových rúl a obsahuje výrazné znaky neoidného prepracovania. S fylonitizáciou parakryštalinika možno spájať najmä vznik vlečných vrás

na prešmykových dislokáciách a vývoj steblovitých a stĺpovitých štruktúr (cleavage mullions v zmysle G. Wilsona 1953).

Na vznik zlomových deformácií sú v ružínskej sérii najcitlivejšie triasové členy, v menšom rozsahu i lavicovité strednozrnné vápence jury. Pre doskovité až laminované vápence liasu, rohovcové vápence jury a slienité vápence jury — nekómu je charakteristická ohybová deformácia vrstevných plôch. Nekompetentné členy jury sa v značnej miere podieľajú na tvorbe sz.—jv. mezovrás a sú prakticky jedinými nositeľmi pravých (ohybových) vrás priečneho (s. j.) vrásnenia. K zmene orientácie vrstevných plôch plastických členov jury ohybovou deformáciou dochádza i v blízkosti regionálnych zlomových štruktúr, včítane margecianskej línie.

Vrstevné plochy nasunutého gemeridného karbónu vykazujú monoklinálny stredne strmý úklon k JZ. Analogickú orientáciu majú aj vložky pelitických hornín v karbónskych diabázoch (obr. 3). V suťovom materiáli karbónu v. od Veľ. Folkmára vyskytujú sa však i úlomky detailne zvrásnených pieskovcov a bridlíc prestúpených klivážou osovej roviny. Tieto relikty vrásovej stavby i bezprostredne pozorované preraďovanie vrstevných plôch (transposition of bedding) do smeru alpínskej foliácie v karbóne a v rakovskej sérii v. od Folkmára, ako aj v pestrých ílovitých bridliciach spodného triasu v oblasti Jakloviec poukazujú na značný rozsah preraďovania prednásunovej stavby gemeridného paleozoika v oblasti margecianskej línie.

Z charakteristiky štruktúrnych údajov vyplýva, že tektonický inventár kriedových ohybových i rupturálnych deformácií pásma Čiernej hory i priľahlej časti gemeríd zodpovedá strižnej zóne alpínskej tektoniky (v zmysle L. Rozložníka 1969).

Pre pásmo Čiernej hory je charakteristická približne zhodná priestorová orientácia predvrchnokarbónskych a alpínskych mezoskopických i megaskopických štruktúrnych prvkov. Predvrchnokarbónsku stavbu sľubického antiklinória možno rekonštruovať predôvšetkým na základe reliktov vrásových štruktúr v zónach neoidného zbridličnatenia a diaftorézy. Osi predvrchnokarbónskych vrás i kompetentné členy sľubického kryštalinika majú sz.—jv. priebeh. Zvýrazňuje ho i subaxiálna pozícia leukokrátnych granitov na sv. krídle série svorových rúl v masíve Bystrej. Podobnú orientáciu má i komplex žulorúl a migmatitov v západnej časti Čiernej hory a polohy migmatitov v sérii svorových rúl.

Uvedené vzťahy predvrchnokarbónskych štruktúrnych prvkov dokumentujú nielen základné črty predvrchnokarbónskej megastavby kryštalinika Čiernej hory ako celku, ale i symetrologické vzťahy jednotlivých genetických etáp vo vývoji progresívneho metamorfizmu sľubického antiklinória.

Z hľadiska diskutovanej problematiky štruktúrneho vývoja oblasti styku gemeríd a veporíd v. od Margecian je významná i výrazná priestorová spätosť

rozsiahlej, magmatickej aktivity počas sedimentácie rakovskej série, karbónu, ale i permu a mezozoika v priľahlej časti gemeríd. Magmatické produkty v paleozoických útvaroch a v spodnom triase gemeríd majú sz.—jv. priebeh a sú typické prítomnosťou značného podielu bázických členov. Prejavy magmatickej činnosti možno pozorovať i v perme (kremité porfýry) a mezozoiku (pyroxenický diorit) pásma Čiernej hory. Predpokladáme, že priestorová spätosť vyššie uvedených štruktúrnych deformácií a magmatickej činnosti je podmienená hlbinne založenou mobilnou štruktúrou s dlhodobou aktivitou. Tento predpoklad potvrdzujú i výsledky geofyzikálnych meraní z posledného obdobia.

Súhrn

Charakter mezoskopických i megaskopických štruktúrnych prvkov pásma Čiernej hory v území medzi Margecanmi a Ružinom a v priľahlej časti gemeríd zodpovedá deformačným pochodom prebiehajúcim v strižnej zóne počas alpínskej tektonogenézy. Súčasný inventár štruktúrnych prvkov vznikol výraznou rupturálnou (strižnou) deformáciou kriedovej (v kryštaliniku Čiernej hory i vrchnokarbónskej) vrásovej stavby s hlavnými osami sz. až zsz — jv. až vjv. smeru.

Na kriedové prevrásnenie parakryštalinika Čiernej hory poukazuje nepochybná analógia mezovrás diaftoritov série svorových rúl a mezozoika ružínskej série. Táto skutočnosť podporuje názor o alpínskom veku mezo-epizonálnej diaftorézy parakryštalinika.

Vzťahy symetrie štruktúrnych prvkov vrásových a rupturálnych deformácií alpínskej tektonogenézy naznačujú v podstate spoločný štruktúrny plán a tesnú genetickú náväznosť oboch typov deformácií v danom území. Takúto interpretáciu potvrdzuje i situovanie hlavných disjunktívnych megaštruktúr na styku kriedových antiklinórií a synklinórií.

Zhodná orientácia predalpínskeho a alpínskeho štruktúrneho plánu v pásme Čiernej hory i v priľahlej časti črmelského antiklinória, zvýraznená akumuláciou magmatických hornín (so značným podielom bázických diferenciátov) v paleozoiku a mezozoiku oboch tektonických jednotiek je podľa nášho názoru podmienená *hlbinne založenou mobilnou štruktúrou, ktorá ovplyvňovala tektonometamorfný vývoj a magmatizmus územia.* Margecianska línia je jej čiastkovým prejavom v zóne neoidnej strižnej tektoniky.

Do tlače odporučili M. Maheľ a P. Reichwalder

LITERATÚRA

[1] Fusán O , 1954: Poznámky ku geológii juhovýchodnej časti pohoria Čiernej hory. Geol. zborník V 1—4, Bratislava. — [2] Fusán O., 1960: Príspevok ku stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. Geol. práce, Správy 18, Bratislava. — [3] Maheľ M., a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II, zv. 1. Záp. Karpaty, ČSAV Praha. — [4] Matějka A., a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : : 200 000. List Zborov—Košice. GÚDŠ, Bratislava. — [5] Rozložník L., 1969: K problematike štúdia zlomov. Geol. práce, Správy 47, Bratislava. — [6] Wilson G., 1953: Mullion and rodding structures in the Moine series of Scotland. Geologists Assoc. Proc., vol. 64, pp. 118—151.

STANISLAV JACKO

EINIGE BESONDERHEITEN DES TEKTONISCHEN VERHÄLTNISSES DER GEMERIDEN ZUM KRISTALLINIKUM VON ČIERNA HORA

(Zusammenfassung des slowakischen Texts)

Beim lithologisch-strukturellen Studium des zentralen Teiles im Kerngebirge von Čierna hora (Ostslowakei) wurden einige Kenntnisse gewonnen, die auf einen grundsätzlich gemeinsamen symmetrologischen Plan der alpinischen Faltentektonik und disjunktiven Tektonik in qualitativ unterschiedlichen megastrukturellen Komplexen hinweisen. Beim Studium des Faltenbaus der Diaphtoriten des Kristallinikums wurde eine ähnliche Orientierung, Vergenz (nach NO und N) und ähnliche symmetrologische Eigenschaften der Falten festgestellt. Diese Tatsachen weisen auf die Wahrscheinlichkeit deren gemeinsamen Entstehung hin und auf das alpinische Alter der synkinematischen retrograden Metamorphose — Diaphtorese des Parakristallinikums.

Die Symmetrologie des Faltenbaus der oberen Kreide wurde ausgenützt auch bei der Gründung der disjunktiven Strukturen, die genetisch mit der Aufschiebung der Gemeriden auf die Zone von Čierna hora entlang der Margecany-Linie verbunden sind und zwar im megaskopischen und mesoskopischen Maßstab. Die angeführten rupturellen Strukturen weisen den Charakter von Faltenüberschiebungen mit mittleren Einfallen nach SW auf. Die megastrukturellen disjunktiven Linien befinden sich an der Berührung der Faltenmegastrukturen (z. B. das Kristallinikum des Antiklinoriums von Sľubica — das Mesozoikum der Ružín-Serie (bzw. werden die Kontakte von Gesteinen mit unterschiedlichen mechanischen Eigenschaften ausgenützt (Kontaktfläche des Granodioritkomplexes von Bujanová mit der Serie von Gneisen im Liegenden). Die Dislokationsmegastrukturen von diesem Typ werden am meisten durch schuppenförmiges Verkeilen der zerstörten Segmente, gewöhnlich der Quarzite des unteren Trias, deutlich. An der tektonischen Berührungsfläche des Mesozoikums der Ružín-Serie und des granitisierten Komplexes von Bujanová und in den Myloniten des Kali-metasomatischen Granodiorits kommen lokal auch schuppenförmige Fragmente der Rakovecká-Serie vor.

Für die megastrukturellen Einheiten des Gebietes sind auch Unterschiede in der Intensität der mechanischen Segmentierung des Faltenbaues charakteristisch. Das Kristal-

linikum des Sľubica-Antiklinoriums ist en bloc von rhythmischen Mylonit- bzw. Phylonit-Zonen durchbewegt. Die Faltenstrukturen sind in diesen Zonen in Teilen von höchstens 10—100 m Ordnung erhalten geblieben. Im Mesozoikum des Hornáder Synklinoriums reagieren die Quarzite des unteren Trias und die Dolomite des mittleren Trias auf die Dislokationssegmentierung am empfindlichsten. Für die relativ plastischeren Elemente der Jura (bis auf die bankigen mittelkörnigen Kalksteine) ist die Biegungstransformation der Schichtenflächen und zwar in unmittelbarer Nähe der regionalen disjunktiven Strukturen typisch. In den inkompetentischen Elementen der Jura sind am deutlichsten auch die Querbiegefalter der Ordnung dm — m entwickelt.

Die Schichtenflächen des aufgeschobenen Gemeridenkarbons weisen ein monoklinales Einfallen nach SW auf. Die Überprägung der Schichtenflächen der Karbon-Sedimente in die Foliation der Mylonite wurde nur lokal beobachtet. Der angeführte Charakter der Biegungs- und Dislokationsdeformationen beweist die Scherzone der alpinischen Tektonik im untersuchten Gebiet.

Zu den charakteristischen Merkmalen des Gebirgszuges von Čierna hora und des anliegenden Teils der Gemeriden gehört auch der hohe Grad der Interferenz des Voroberkarbon — und alpinischen Gefüges. Die räumliche Lage beider Plane wird auch durch die Körper der magmatischen Gesteine fixiert (mit beträchtlicher Vertretung von basischen Differenziaten), die in beiden tektonischen Einheiten einen allgemein NW—SO Verlauf aufweisen. In den Gemeriden sind diese im Devon, Karbon, Perm und unterem Trias eingelagert; im Gebirgszug von Čierna hora in der Serie von Glimmerschiefern und Gneisen (Voroberkarbon-Alter), von Perm und Mesozoikum.

Die angeführten Tatsachen schließen einen zufälligen Charakter der gegenseitigen Beziehungen aus. Wir nehmen an, daß diese durch die tief eingelagerte mobile Struktur bedingt werden, die nicht nur durch magmatische Aktivität in einzelnen Formationen zum Vorschein kommt, sondern sie kontroliert im beträchtlichen Maße auch die tektonometamorphe Entwicklung des Gebietes. Diese Interpretation entspricht den Ergebnisen der in letzter Zeit durchgeführten geophysikalischen Messungen. Die Margecany-Linie, d.h. die tektonische Berührung der Gemeriden mit dem Gebirgszug von Čierna hora, ist eine Teilerscheinung dieser Struktur, der organisch zur neoiden Schertektonik des untersuchten Gebietes gehört.

Preložila E. Dzuríková

Geologické práce, Správy 57 | str. 121—127 | Bratislava | 1971

LAURENC SNOPKO*

POROVNANIE GRAVIMETRICKÝCH A MAGNETICKÝCH ANOMÁLIÍ S GEOLOGICKÝMI VÝSLEDKAMI V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ

(1 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The author compares geophysical and geomagnetic data on the Spišsko-gemerské rudohorie mountains with the latest geological results of the research of the region, and tries to give the interpretation of its deep geological structure.

V posledných rokoch dospeli dlhodobé geologické i geofyzikálne výskumy v Spišsko-gemerskom rudohorí k ucelenejším výsledkom, takže je možné urobiť ich dôkladnejšiu koreláciu.

G e o f y z i k a po prvýkrát podáva ucelený regionálny prehľad o celom pohorí — analýzu regionálnych gravimetrických meraní v mierke 1 : 200 000, interpretáciu detailných meraní tiažových i magnetických.

Z mapových podkladov regionálnych tiažových anomálií možno usudzovať na priebeh kompenzačnej plochy. Rozhranie dvoch prostredí sa pohybuje asi od 22 do 24 km s poklesom k severu do hĺbky 27 km. Ide v podstate o rozhranie dvoch, charakterom i hustotne odlišných prostredí, z ktorých vrchné reprezentuje určité nahromadenie špecificky ľahších hmôt. (M. F i l o — J. Š e f a r a 1971).

Zvlášť výrazná „strmo uklonená zóna vz. smeru oddeľujúca tieto dve oblasti sa javí vo veľkých hĺbkach na rozhraní volovského antiklinória a synklinória Slovenského krasu. V tejto oblasti pozorovať zhustenie priebehu izohýps. V jej vyšších častiach sa viaže k nej na povrchu systém paralelných zlomov, medzi nimi i známa rožňavská línia s pokračovaním smerom na Z pozdĺž línie styku i na V smerom ku Košiciam.

Podobný charakter má aj zóna sj. smeru, zvýraznená na kompenzačnej ploche v hĺbke pod líniou Prešov—Košice. I tu je možné zmeny priebehu izohýps vysvetliť zmenou hustôt prostredia vlastného jadra gemeríd a roz-

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

dielom hustôt mladých sedimentov a vulkanitov, ležiacich v. od nej. Zóna sa na povrchu prejavuje systémom paralelných hornádskych zlomov.

Severné ohraničenie gemeríd, ako i styk gemeríd s kryštalinikom veporíd Braniska a Čiernej hory sa na mape izohýps výrazne neprejavuje. Je to pravdepodobne vplyvom mierneho nasunutia paleozoických a mezozoických komplexov na blízke tektonické jednotky kryštalinika. Možno sa preto domnievať, že vymedzený samostatný blok veporíd i gemeríd, výrazne ohraničený z juhu i východu, pokračuje v hĺbke smerom na Z a S i mimo skúmané územie a nie je zreteľne narušený margeciansko-lubenickou líniou.

Geologickým mapovaním sa v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vyčlenili tri priečne depresie, a to v oblasti Nižnej Slanej, Smolníka a v oblasti Folkmára. Všetky majú priebeh ssz.—jjv., a sprevádza ich množstvo zlomov. Podľa izohýps na kompenzačnej ploche pozorujeme obrátený pomer. Pod depresiami vystupujú elevácie, t. j. masy o vyššej špecifickej hmote, pod elevá̋ciami na kompenzačnej ploche sú depresie poukazujúce na nahromadenie ľahších hmôt. Z toho sa dá predpokladať na obmedzenú kryhu, ktorá sa v smere priebehu priečnych depresií stenčuje, v elevá̋ciách zasa naduruje a vytvára určitú šošovkovitosť. Najtenšie miesta sú na zlomy najbohatšie (spodnejšie ťažšie hmoty sú potom vyššie k povrchu) a na povrchu sa prejavujú ako depresie. Zlomy sú však napriek ich početnosti väčšinou plytké a nie je predpoklad, že by podstatnejšie porušili zónu sj. smeru.

Mapa regionálnych tiažových anomálií II. rádu (III-5) výrazne odzrkadľuje tri lineárne pruhy za sebou usporiadaných kladných i záporných anomálií. Kladné anomálie poukazujúce na existenciu ťažších hmôt v skúmanej časti zemskej kôry uzatvárajú pruh záporných anomálií, ktoré signalizujú nahromadenie ľahkých hmôt. Prevažne regionálne rozšírenie kladných anomálií poukazuje na rozšírenie kryštalických bridlíc v značných hĺbkach, ktoré plynule pokračujú z veporíd popod gemeridy do oblasti Braniska a Čiernej hory. Plynulosť tohto kryštalinika narušujú záporné anomálie so smerom osi z oblasti Lučenca ku Kokave, na Kohút, do oblasti Zlatého stola a Kojšovej hole.

Druhým veľmi závažným faktorom je výskyt granitoidných hornín v týchto ľahších elevačných oblastiach. V geologickej mape sa granitoidné telesá úplne kryjú so zápornými anomáliami. Vo veporidách (pásmo Kohúta) sú to dve anomálie ležiace jedna j. od Kokavy, masív Sinca, druhá v oblasti Kohúta.

V gemeridách ide taktiež o dve záporné anomálie ležiace v elevačných pásmach ssz.—jjv. smeru, a to Zlatého stola a Kojšovej hole. Spôsobuje ich nahromadenie a priaznivé rozloženie väčšieho množstva kvarcitov a porfyroidov, uzavretých vo fylitoch, a prítomnosť gemeridných granitov v hĺbke. Domnievame sa, že granity vystupujúce na povrch predstavujú najvrchnejšie časti, apofýzy žulových telies.

Domnievame sa, že priečne elevácie vznikli vplyvom granitoidných telies, ktoré ako ľahšie kompenzujú na základe princípu izostatickej rovnováhy nadbytok hmôt.

Z mapy reziduálnych tiažových anomálií II. rádu môžeme vyčítať podobné závery v hĺbke cca 10 km. Anomálie, najmä v gemeridách, sa zvýrazňujú a sústreďujú okolo známych granitoidných telies v oblasti Hnilca, Betliara, Zlatej Idky. Nevyjasnená ostáva anomália v oblasti Mníška a anomália v okolí Veľkej Idky.

Doterajšie úvahy vyplývali z geofyzikálnych podkladov v mierke 1 : 200 000 a riešili otázky rozhrania kompenzačnej plochy a rozloženia ľahkých a ťažkých hmôt v hĺbkach cca 20 km, prípadne 10 km. Mapa reziduálnych tiažových anomálií II. rádu v mierke 1 : 50 000 už pri bežnom porovnaní s najnovšími geologickými výsledkami dokumentuje, že detailné tiažové merania riešia veľmi dôkladne povrchové štruktúry zistené podrobným mapovaním. (Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa r. 1969, Ústav užitej geofyziky Brno — závod Bratislava archív AP 4428).

Z významných tektonických línií sa výrazne prejavuje príkrovová línia v oblasti Rochoviec, kde sa oblúkovite stáča od Jelšavy k Maruške. Výrazná je lubenícko-margecianska línia na okraji Čiernej hory. Kryštalinikum oproti paleozoickým horninám vystupuje negatívne.

Zreteľne sa prejavuje rožňavská línia, štítnický zlom i smolnický zlom prechádzajúci od Braniska. Charakteristické sú najmä tým, že v ich blízkosti má priebeh čiar lineárny charakter i ich rozloženie po oboch stranách je rozdielne.

V gelnickej sérii veľmi zreteľne vystupujú viaceré štruktúrne prvky. Zreteľné je jej rozdelenie na dve samostatné časti. Od zlomovej línie Branisko—Smolník za Z sú izočiary usporiadané pomerne riedko, kým vo v. časti sú pomerne husté. Je to vplyvom kyslých vulkanických foriem, ktoré v západnej oblasti prevládajú nad sedimentárnymi, kým vo východnej časti je to opačne. Jedine vo vlachovských vrstvách, kde prevládajú sedimentárne členy, sú izohypsy o niečo hustejšie.

Zo štruktúrnych znakov ďalej veľmi výrazne vystupuje v západnej časti hnilecká antiklinála, rozšírená najmä v centrálnej časti (Podsúľová), smerom na V sa zužuje a pokračuje až po zlom Branisko—Smolník. Smerom na Z pozorovať jej priebeh až do oblasti Vyšnej Slanej. V širšom okolí Kobeliarova mladopaleozoické i mezozoické sedimenty prikrývajú túto výraznú stavbu a prejavujú sa úplne samostatnými priebehmi izohýps.

Mimoriadne výrazne sa prejavujú gemeridné granitoidy so svojimi samostatnými negatívnymi anomáliami v oblasti Hnilca a Betliara.

V j. krídle hnileckej antiklinály je zvýraznený celý priebeh pruhu Nižná Slaná—Betliar—Smolnícka Huta, taktiež výskyt sedimentárnych členov

rozprestierajúcich sa na juh od Čučmy. Ako samostatné anomálie sa vyskytujú porfyroidy Tureckej, ďalej telesá medzi Uhornou a Pačou. Z deformácií priebehu jednotlivých čiar by sme mohli uvažovať i o priebehu niektorých menej významných dislokácií, ako je napr. dislokácia sz.—jv. smeru pri Henclovej, pri Dobšinej po Henckovce, dislokácia prebiehajúca od Čučmy sj. smerom a ďalšie.

Vo v. časti paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria veľmi výrazne vystupuje pokračovanie hnileckej antiklinály od Smolníckej Huty smerom na V. Izolínie sa stáčajú k jv. záporným anomáliám granitoidov v doline Hümmel a Zlatá Idka. Anomálie sa zoskupujú okolo známych výskytov granitoidov a z ich priebehu sa domnievame, že pokračujú v hĺbke 2—3 km smerom na západ.

Pruh fylitov vystupuje v j. krídle antiklinály a prebieha od Štósu cez V. a N. Medzev, pokračuje ďalej na východ i na sever v okolí Prakoviec a Helcmanoviec. Priebeh izolínií narušujú jedine výskyty bázických telies v sedimentoch (širšie okolie Zlatej Idky a Prakoviec), ako i väčšie zlomy sj. smeru. Uvedené závislosti mapy reziduálnych tiažových anomálií II. rádu vystúpia zrejme pri porovnaní s povrchovou geologickou mapou Spišsko-gemerského rudohoria.

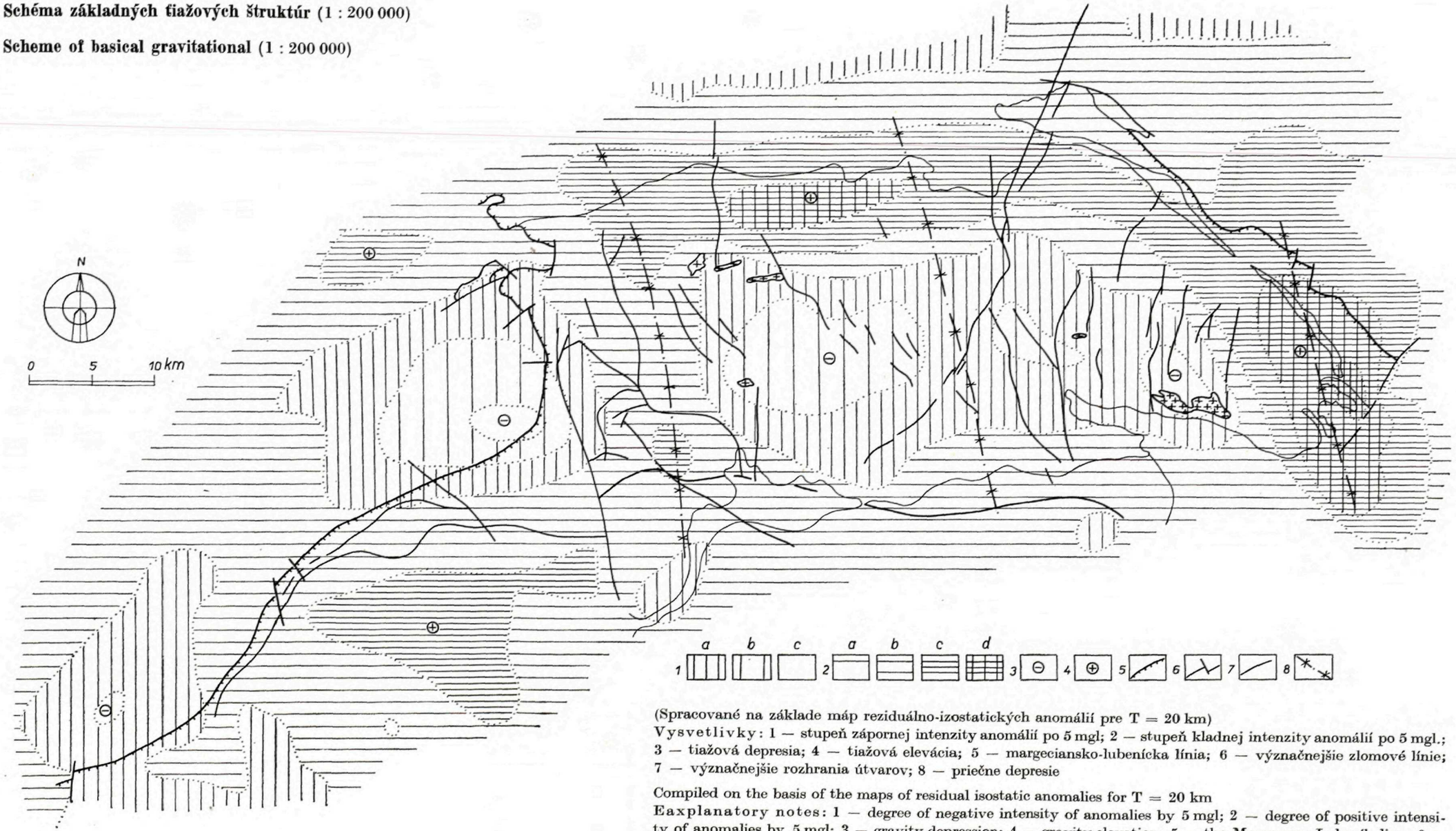
V rakovskej sérii pozorovať výrazný priebeh izolínií súbežne s priebehom série v úseku od Rejdovej po Slovinky i v úseku Gelnica—Košice. Celá séria sa javí ako kladná, pričom najvyššie hodnoty sa vyskytujú v miestach, kde sú rozložené výlevné ekvivalenty bázického vulkanizmu. Výrazné sú i zlomové línie naprieč sériou. Všetky zvláštnosti tejto série a možno ich dobre sledovať v porovnaní so štruktúrno-geologickou mapou. To isté sa vzťahuje i na sedimenty vrchného karbónu a permu v južných častiach paleozoika a mezozoické horizonty. Plne možno súhlasiť s geofyzikálnou interpretáciou tejto oblasti M. Filu—J. Šefaru (1971).

M a g n e t i k a — Priaznivé výsledky prinieslo i štúdium pozemného magnetického merania. Z mapy izoanomál v mierke 1 : 50 000 možno vyčítať závažné výsledky, ktoré súhlasia s regionálnou stavbou Spišsko-gemerského rudohoria. Ide pravdepodobne o hodnoty, ktoré zachytávajú najmä povrchovú geologickú stavbu do hĺbky 1000 m.

V najstaršej gelnickej sérii môžeme pozorovať zoskupenie magnetických anomálií okolo dvoch, prípadne troch výrazných petrografických typov hornín. Sú to predovšetkým bázické spilitdiabázové horniny a ich tufy, telesá kremitých porfýrov a samozrejme v ďaleko menšej miere i pyroklastický materiál známy ako porfyroidy. Ďalej sú to v menšej miere horniny v blízkosti lyditov, snáď samotné lydity. Všetky magnetické anomálie vyskytujúce sa v gelnickej sérii sú viazané na určité stratigrafické horizonty, v ktorých na

Schéma základných tiažových štruktúr (1 : 200 000)

Scheme of basical gravitational (1 : 200 000)



(Spracované na základe máp reziduálno-izostatických anomálií pre T = 20 km)
Vysvetlivky: 1 — stupeň zápornej intenzity anomálií po 5 mgl; 2 — stupeň kladnej intenzity anomálií po 5 mgl.; 3 — tiažová depresia; 4 — tiažová elevácia; 5 — margeciansko-lubenícka línia; 6 — významnejšie zlomové línie; 7 — významnejšie rozhrania útvarov; 8 — priečne depresie

Compiled on the basis of the maps of residual isostatic anomalies for T = 20 km
Eaxplanatory notes: 1 — degree of negative intensity of anomalies by 5 mgl; 2 — degree of positive intensity of anomalies by 5 mgl; 3 — gravity depression; 4 — gravity elevation; 5 — the Margecany Lubeník line; 6 — important fault lines; 7 — important contacts of formations; 8 — transversal depressions

niektorých miestach sú maximá (v blízkosti vulkanických, najmä výlevných telies, či už bázických alebo kyslých), od ktorých intenzita v smere vrstiev smerom na východ i na západ postupne klesá.

Na podobné výsledky môžeme usudzovať i z mapy izoanomál v mierke 1 : 100 000, odvodenej z máp 1 : 50 000. Nevysvetlenou ostáva jedine pomerne výrazná anomália prebiehajúca sj. smerom v úseku Babina—Vlachovo.

Zo zlomov sa rožňavská línia na mnohých miestach javí ako magnetická, podobne i styk gemeríd a veporíd v úseku od Lučenca po Jelšavu.

Keď si odmyslíme silne magnetické anomálie neovulkanických pyroklastík, andezitov a ryodacitov, ako i bazaltov a bazanitov v území Rimavská Sobota—Rimavská Baňa—Šafárikovo, zostane nám ešte znázornená mapa magnetického poľa, ktorému zodpovedajú pravdepodobne rôzne magnetické telesá pod povrchom, ležiace v spodnotriasových sedimentoch Slovenského krasu. Ide o celú oblasť od Lučenca po Košice. Výrazné sú najmä kladné anomálie v. od Jasova, viazané na serpentinitové telesá, vystupujúce na povrch, i na teleso peridotitu, overené vrtom KO-1 v Komárovciach. Magnetické budú pravdepodobne i neovulkanické pyroklastiká, vyplňujúce z. časť.

Prehľadné regionálne mapy magnetických anomálií v mierke 1 : 100 000 zovšeobecňujú všetky výsledky a zvýrazňujú veľké anomálie, a to v okolí rakovskej série (s. a v. časť), zvýrazňujú anomáliu v Magure (Kohút), v. od Jasova i neovulkanity v trojuholníku Rimavská Sobota—Rimavská Baňa—Šafárikovo. Naznačená je i rožňavská línia. Ostatné anomálie ostávajú zvýraznené ako na predošlých mapových podkladoch. Zdá sa, že povrchové namerané hodnoty sú pri tomto zobrazení už potlačené a zobrazené sú len silne magnetické vlastnosti hornín v hĺbke. Ešte výraznejšie to vidieť na mape regionálneho poľa. Domnievame sa, že na týchto podkladoch dajú sa na základe magnetických vlastností hornín predpokladať už ich vplyvy zo značných hĺbok.

V gelnickej sérii je to ešte stále anomália sj. smeru, vystupujúca od Babinej po Vlachovo (jej význam nevysvetlil ani vrt GVL hlboký 1200 m vo Vlachove). Najzaujímavejšie sú však anomálie vo veporidách, a to v úseku Lučenec—Hnúšťa a Magura (s. od Jelšavy). Ich význam a intenzita sú značne diskutabilné.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Bárta R. — Bednář J. — Filo M. — Kadlec E. — Kotásek J. — Snopko L. — Šefara J., 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria — záverečná správa, Archív UGF, Bratislava. — [2] Filo M. — Šefara J., 1971: Tektonika širšieho okolia Spišsko-gemerského rudohoria a jej zobrazenia v geofyzikálnych mapách (v tlači). — [3] Fusán O. — Ilavský J. — Kotásek J. — Krs M. — Smíšek M. — Uhmann J., 1965: Geologická interpretace tíhových a aeromagnetických měření ve Spišsko-gemerském rudohoří. Zborník geolog. vied Západné Karpaty 4, GÚDŠ, Bratislava. — [4] Fusán O. — Kuthan M. — Ďuratný S. — Plančár J. — Zbořil L., 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Zborník geolog. vied Západné Karpaty 10. GÚDŠ, Bratislava. — [5] Beránek B., 1970: Profil VI. — Vlnový obraz, rýchlostní poměry, průběh M diskontinuity, profil V. předběžné výsledky. (II. pracovní seminář). „Výzkum hlubinné geologické stavby ČSSR." Loučna 17—19. III. 1970. (Sborník referátů 1969—1970) ÚGF, Brno. — [6] Maheľ M., 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch Geolog. práce, Správy 47, Bratislava. — [7] Snopko L. — Reichwalder P. — Ivanička J. — Lamoš A., 1969: Zlomová tektonika v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Správy 47, Bratislava.

L. SNOPKO

THE COMPARISON OF GRAVIMETRIC AND MAGNETIC ANOMALIES WITH THE GEOLOGICAL RESULTS OF THE RESEARCH IN THE SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE MOUNTAINS

(Summary of the Slovak text)

During the last years the geophysicists carried on for the first time the regional-geological research in the entire region of the Spišsko-gemerské rudohorie mountains. In geology, too, new geologic maps have been compiled, offering the possibility to compare the existing results and to draw the respective conclusions.

Gravimetrical maps of regional gravity anomalies indicate the course of the compensation plane sinking from the north, from the depth of 27 km to 24—22 km. According to the unconformable alignment of isohypses, on the contact of the Volovec anticlinorium with the synclinorium of the Slovak Karst a conspicuous E—W striking zone may be supposed to exist. A similar zone is parallel to the N—S striking Prešov—Košice line. Both the zones conspicuously separate a comparatively compact block of the Veporides and Gemerides. The block continues northwards and westwards out of the region under discussion.

On the map of regional anomalies of the IInd order, the crystalline is predominantly characterized by positive values of different anomalies. In the middle there are negative anomalies aligned in a row and concentrated around Lučenec towards Kokava, the massif Sinec, and to Kohút; eastwards in the area of Zlatý stôl and Kojšová hoľa.

The anomalies cause the forming of deep-seated granitoid bodies, supported in the Gemerides by favourable distribution of quartzite horizons and of pyroclastic material of quartz porphyries. Among these formations representing light masses accumulations and — from the geological viewpoint — transversal elevations, there are conspicuous

transversal depressions: the Nižná Slaná depression in the Gemerides, the Smolník depression and the Folknár depression.

The maps of residual gravity anomalies of the IInd order, to a scale 1 : 50 000 may be confron ted with the last geolgical data gained by the detailed lithological and structural-geological mapping.

Conspicuous is the nappe line in the Veporides of Rochovce and in the whole western part, as well as on the margin of the Čierna hora mountains. Among the important fault lines there is the Rožňava line, the Štítnik fault, and the Smolník fault. Less important are lines in the area of Dobšiná, Nižná Slaná, Rožňava and Hanckovce, Mníšok, Prakovce, Tolknava, and in wider vicinity of Medzev.

Among the structural elements of the Gelnica series most conspicuous is an arch structure — the Hnilec anticline with the outcropping horizonts of quartzites and porphyroids, of heavier phyllites or basic bodies. Particularly conspicuous are the negative anomalies of the Gemeride granitoids. The above facts may be well observed in the comparison of the map of residual gravity anomalies of the IInd order with the geological map of the Spišsko-gemerské rudohorie mountains to a scale 1 : 50 000. Equally conspicuous are all the rock belts in the Rakovec series, in the Carboniferous and Permian. Striking results are on the map of isomalies to a scale 1 : 50 000 and on the map of isoanomalies to a scale 1 : 100 000 compiled on the basis of the former.

Magnetic anomalies concentrate around some types of rocks, particularly basic, spillit-diabase rocks and their tuffs, around quartz porphyries, to some extent around their pyroclastic material such as porphyroids. Interesting are anomalies near lydite horizons.

In the contrast to the Gelnica series, particularly conspicuous is the Rakovec series (phyllite-diabase series). Its basic rocks are high-magnetic, while basic volcanism in Carboniferous formations is slightly magnetic or non-magnetic. The rocks of young formations are slightly magnetic.

On the map of the regional field, comprising perhaps also the deep magnetic effusions, only the anomalies near Vlachov, to the north of Jelšava, to the north of Košice are conspicuous, as well as frequent anomalies along the E — W striking zone between Lučenec and Košice linking up to the Rožňava line in some places.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 57 | str. 129—136 | Bratislava | 1971

JÁN MELLO*

K TEKTONICKÉMU ŠTÝLU MEZOZOIKA SLOVENSKÉHO KRASU

(2 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The article presents new information on tectonics of the region of the Slovak Karst, tectonic style of which is relatively little known. The most important results are: differences in the structure westerly and easterly of the Štítnik Fault, imbricated-klippen-like style and metamorphosis of the Mesozoic in the syncline Tri peniažky—Slovenská skala.

Podrobné mapovanie mezozoika Slovenského krasu prináša okrem početných poznatkov stratigrafických, litofaciálnych a paleogeografických i podrobnejšie poznatky tektonické.

Doteraz najsúhrnnejšie údaje o tektonike mazozoika Slovenského krasu a o vývoji názorov na jeho stavbu poskytujú práce J. Bystrického (1962, 1964), doplnené M. Maheľom (1954, 1967). Základnou črtou tektoniky mezozoika Slovenského krasu je podľa J. Bystrického (1962) systém paralelne prebiehajúcich, rôzne širokých antiklinál a synklinál vz. smeru, ktoré utínajú a pretŕhajú pozdĺžne tektonické plochy prešmykového charakteru. Na základe obmedzenia jednotlivých štruktúr týmito mohutnými pozdĺžnymi prešmykmi a čiastočne i podľa odlišného vývoja môžeme podľa neho (l. c.) od S k J vyčleniť čiastkové tektonické jednotky — hačavsko-jasovskú, silicko-turniansku, plešivsko-brezovskú a kečovskú.

Priečne zlomy a transverzálna elevácia v z. časti sledovanie uvedených štruktúr z. od štítnického zlomu sťažujú. Najsevernejšou štruktúrou je tu synklinála Tri Peniažky—Slovenská skala (J. Bystrický 1962), južnejšie sú synklinály saská a špaňopoľská, oddelené navzájom antiklinálou brusníckou (M. Maheľ 1954) a od synklinály Tri Peniažky—Slovenská skala antiklinálnym pásmom pri Nandráži (M. Maheľ 1967).

V Slovenskom krase sú zachované prevažne triasové sedimenty, značných mocností, čo v severnejších pásmach nie je bežné. Spodnotriasové

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

súvrstvie dosahuje mocnosť 1200—1600 m, komplexy stredného a vrchného triasu 2000—3000 m. Jura, pokiaľ možno usudzovať zo zachovaných zvyškov, mala mocnosť menšiu.

Bázu alpínskeho sedimentačného cyklu zatiaľ v Slovenskom krase bezpečne nepoznáme. Súvrstvie seisu laterálne (J. Bystrický 1959) a pravdepodobne i vertikálne nadväzuje na súvrstvia meliatskej série. Spojená je pozvoľnými prechodmi so súvrstvím permu a v mnohých profiloch možno sledovať súvislé litologické profily, miestami s viacerými rytmami až do súvrstvia zlepencov (Licince, Brusník, Bradlo, Šebková). V posudzovaní stratigrafického postavenia zlepencov sa jednotliví autori rozchádzajú (karbón—perm). Celý tento mladopaleozoicko-mezozoický cyklus bol vrásnený iba alpínsky. V súvrstviach permu, meliatskej série a ojedinele i v súvrství seisu sa nachádzajú telesá vulkanických hornín, ktoré vznikli v oslabených zónach na rozhraní orogénov.

V Slovenskom krase zatiaľ nie je známy prípad vystupovania týchto telies v mladších súvrstviach. Miestami udávaný strednotriasový či mladší vek vulkanizmu sa traduje z obdobia, keď meliatsku sériu niektorí autori (G. Pantó 1956, D. Andrusov—J. Kováčik 1955, D. Andrusov 1956) považovali za ladin v rudabánskom vývoji. J. Kantorom (1955, 1956) a J. Kamenickým (1957), uvádzané údaje kontaktnej metamorfózy (Držkovce, Bretka, Lúčka, Bôrka) sa vzťahujú na vápence meliatskej série.

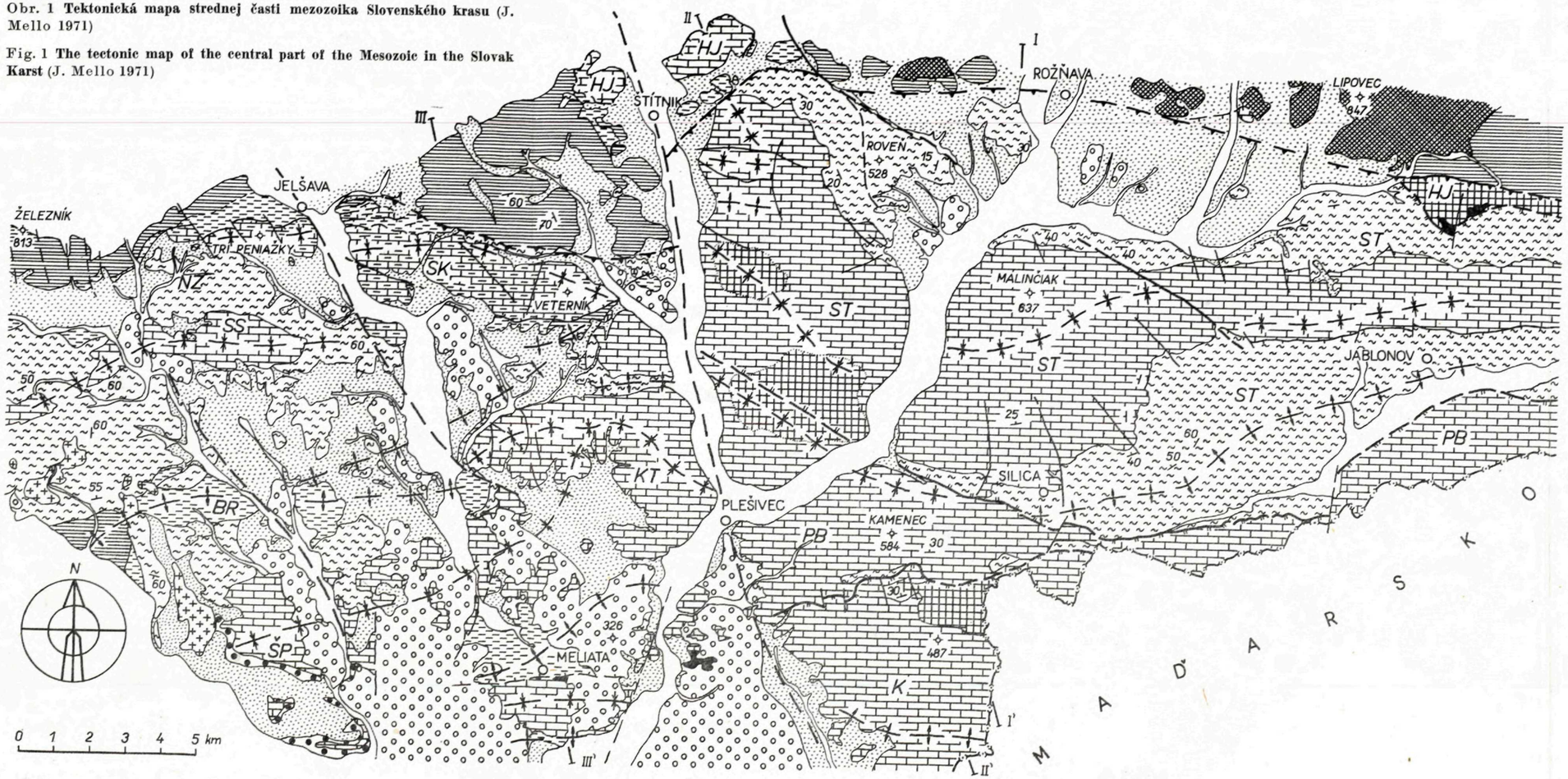
Slovenský kras, tektonicky zdanlivo jednoduchý, ukazuje pri bližšom pohľade značnú pestrosť. Zo štruktúrno-tektonického hľadiska ho možno rozdeliť na časť východnú a západnú. Vo východnej časti, kde sú zachované členy stredného a vrchného triasu, rozdelenie na pásma synklinál a antiklinál je výrazné. V západnej časti, ktorá je eleváciou, je toto rozdelenie menej výrazné tým viac, že územie je rozčlenené sústavou priečnych zlomov sz.—jv. smeru prebiehajúcich údoliami Štítnika, Muráňa, Turca a Blhu.

Najvýznamnejší z týchto zlomov je zlom *štítnický*. Jeho priebeh možno sledovať ďaleko na sever do paleozoika i kryštalinika. Je zrejme povrchovým odrazom starej hlbinnej štruktúry, ktorá sa okrem toho prejavuje i výraznou priečnou depresiou (Maheľ 1969). V mezozoiku Slovenského krasu sa prejavuje ako zlom mladý — narušuje kontinuitu starších vrásových štruktúr. Je možné, že účinok tejto hlbinnej štruktúry sa prejavil už počas sedimentácie. Za jeden z účinkov by bolo možné považovať sedimentáciu mocného pieskovcového súvrstvia brakicko-morského permu ako detritickejšieho laterálneho ekvivalentu súvrství meliatskej série, ktorý sedimentoval v oblasti silnejšieho prínosu detritík, práve v blízkosti tejto štruktúry.

Značné odlišnosti v stavbe sú aj v smere severo-južnom. Najkomplikovanejšia stavba je na styku s paleozoikom Spišsko-gemerského rudohoria v blízkosti rožňavskej línie. Časté sú strmé prešmyky s vergenciou k S, zošupinatenie a miestami i metamorfóza nižšieho stupňa. Na tejto komplikovanej

Obr. 1 **Tektonická mapa strednej časti mezozoika Slovenského krasu** (J. Mello 1971)

Fig. 1 **The tectonic map of the central part of the Mesozoic in the Slovak Karst** (J. Mello 1971)



1 — gelnická séria (staršie paleozoikum); 2 — mladšie paleozoikum; 3 — meliatska séria; 4 — spodný trias; 5 — stredný trias; 6 — vrchný trias; 7 — jura; 8 — metamorfované mezozoikum synklinálneho pruhu Tri Peniažky — Slovenská Skala; 9 — neogén (a — bazálne súvrstvie chat-akvitánu, b — neovulkanity, c — štrky, piesky, íly-pliocén); 10 — kvartér (a — elúviá, b — alúviá); 11 — osi antiklinál a synklinál; 12 — predpokladaný priebeh rožňavskej línie; 13 — prešmyky oddelujúce čiastkové tektonické štruktúry (a — zistené, b — predpokladané); 14 — prešmyky (a — zistené, b — predpokladané); 15 — zlomy (a — zistené, predpokladané); 16 — smery a sklony vrstiev; 17 — línie geologických rezov; čiastkové, tektonické štruktúry: HJ — hačavsko-jasovská; ST — silicko-turnianska; PB — plešivsko-brezovská; K — kečovská; štruktúry v z. časti: SK — synklinála Tri Peniažky — Slov. Skala (metamorfované mezozoikum); NŽ — nandrážska antiklinála; ŠP — špaňopoľská synklinála; KT — synklinála planiny Koniart

1 — the Gelnica Group (Older Palaeozoic); 2 — Younger Palaeozoic; 3 — the Meliata Group; 4 — Lower Triassic; 5 — Middle Triassic; 6 — Upper Triassic; 7 — Jurassic; 8 — the metamorphosed Mesozoic of a synclinal belt between Tri Peniažky and Slovenská skala; 9 — Neogene (a — basal bedof the Chattian-Aquitanian, b — neovolcanites, c — gravels, sands, clays — Pliocene); 10 — Quaternary (a — eluviums, b — aluviums); 11 — axes of anticlines and synclines; 12 — the presumed course of the Rožňava line; 13 — overthrusts separating the partial tectonic structures (a — determined; b — presumed); 14 — overthrusts (a — determined, b — presumed); 15 — faults (a — determined, b — presumed); 16 — strike and dip of beds; 17 — the lines of geological crosssections; partial tectonic structures: H—J — Hačava—Jasov; ST — Silice—Turňa; PB — Plešivec—Brezová; K — Kečov; structures in the western part: SK — the syncline of Tri Peniažky—Slovenská skala (metamorphosed Mesozoic); NŽ — the Nandráž anticline; ŠP — the Špánie pole syncline; KT — the syncline of the Koniart plateau

stavbe sa zúčastňujú najmä súvrstvia meliatskej série, čo vyplýva z ich značnej pestrosti. Strmo vztýčené šošovky kryštalických vápencov, silicitov i bázických hornín dnes reliéfne vystupujú zo súvrstvia bridlíc, čím miestami (okolie Lúčky a Bôrky, menej výrazne na s. úpätí Plešivskej planiny) vznikol až bradlovitý štýl stavby.

V monotónnejších, ale plastických súvrstviach spodného triasu táto šupinovito-bradlová stavba smerom k juhu vyznieva. Niekoľko prešmykov možno pozorovať v spodnotriasovom súvrství z. od Rožňavy, čím možno vysvetliť jeho zdanlivo obrovskú mocnosť (min. 3 km).

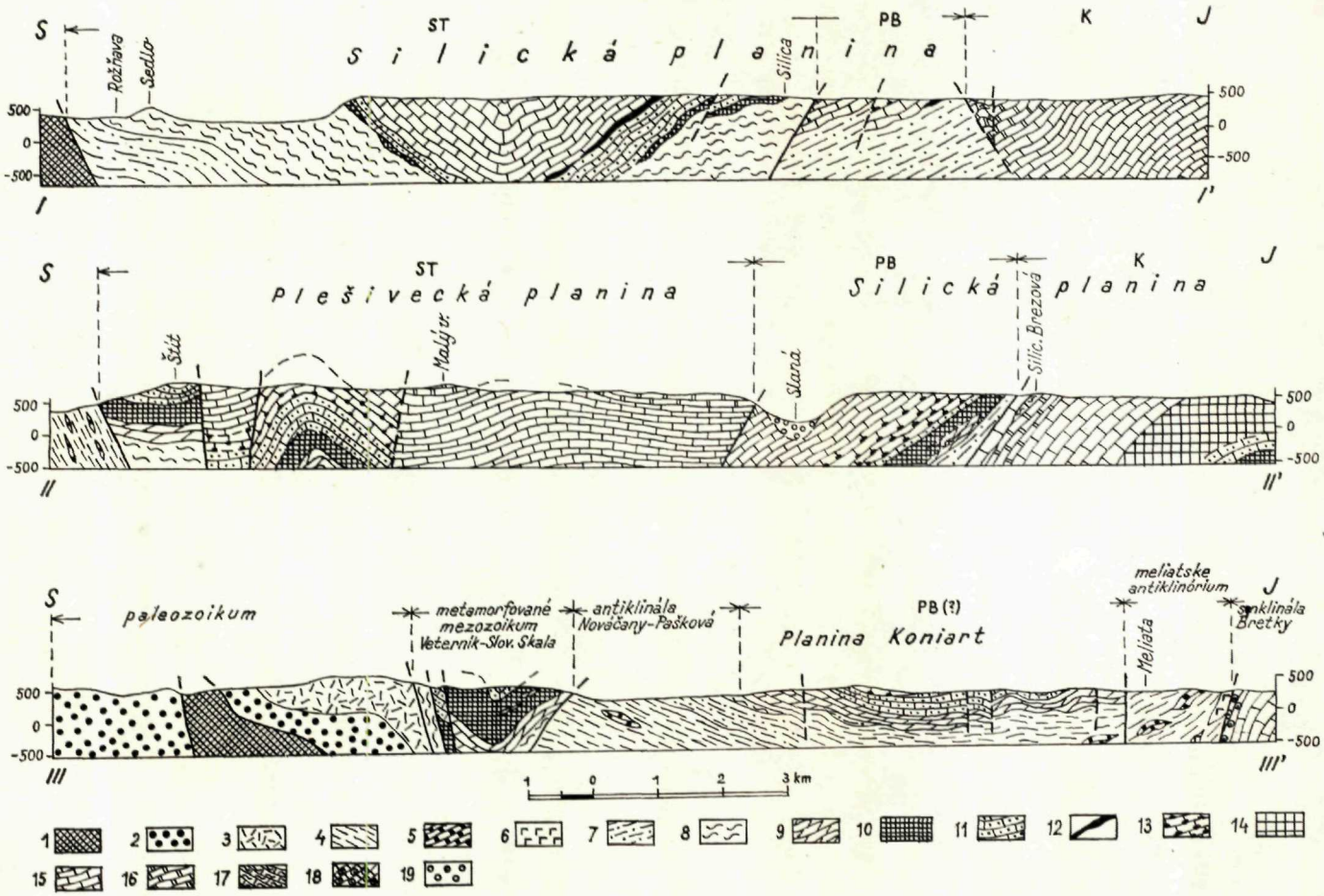
Komplex strednotriasových a vrchnotriasových vápencov v tejto stykovej oblasti nie je vo východnej a západnej časti rovnaký. Vo východnej časti (Lúčka, Bôrka, Hačava) sa v spomenutej šupinovitej stavbe nevyskytuje, ale leží plocho nasunutý na starších strmo uklonených súvrstviach. Došlo tu teda k jeho odlepeniu od spodnejších plastických súvrství, k nezávislým pohybom, k vlastnému tektonickému štýlu. Súvisí to pravdepodobne s väčšou redukciou priestoru vo v. časti v dôsledku zbiehania štruktúr týmto smerom.

V z. časti, v synklinálnom pruhu Tri Peniažky—Slovenská skala—Veterník, bolo čiastočne vztýčené a zošupinovatené aj mezozoikum (pozri geol. rez III—III). Na s. svahu Slovenskej skaly sa strieda so šupinami hornín meliatskej série. Mezozoikum tohto pruhu, podobne ako niektoré časti meliatskej série, bolo miestami slabo metamorfované.

Metamorfované mezozoikum synklinálneho pruhu Tri Peniažky—Slovenská skala—Veterník je zachované v dĺžke cca 12 km pri šírke priemerne 1—2 km. Šírku 3 km presahuje len v oblasti Jelšavskej Teplice. Je výrazne tektonicky obmedzené; zo severu sústavou strmých prešmykových plôch uklonených k juhu, stáčajúcich sa v oblasti Bradla do smeru JZ—SV. Východná hranica oproti nemetamorfovanému mezozoiku Pipíša neprebieha najnižšou časťou výraznej depresie medzi Veterníkom a Pipíšom, ale tvorí ju pruh fylitov, miestami s jemne až hrubodetritickými vložkami (pravdepodobne metamorfný ekvivalent nižšej časti súvrstvia morského permu), ktoré vystupujú na v. a jv. svahoch Veterníka. Metamorfované mezozoikum sa stýka s fylitmi v prešmykovej ploche uklonenej k SZ.

Metamorfované mezozoikum má zhodný vrstevný sled s nemetamorfovaným mezozoikom planinových oblastí. Spodný trias je zastúpený sporadicky. Vrstevný sled končí tmavými rohovcovými vápencami spodného ladinu.

Účinky dynamometamorfózy nepostihli všetky súvrstvia rovnako. Na niektorých súvrstviach nebadať známky postihnutia (pestré súvrstvie seisu, tmavé dolomity hydaspu). V tmavých vápencoch, ktoré vystupujú ako šošovky v tmavých dolomitoch, nájdu sa často i foraminifery. Mierne bolo postihnuté kampilské súvrstvie. Metamorfóza postihla najvýraznejšie svetlé masívne vápence anisu. V týchto vysokočistých vápencoch sa prejavila formou rekry-


S
ST
PB
K
J
Silická planina
Požiava
Sedlo
Silica
500
0
-500
I
I'
S
ST
PB
K
J
Plešivecká planina
Silická planina
Štít
Malý sr.
Stará
Silic. Brezová
500
0
-500
II
II'
S
paleozoikum
metamorfované mezozoikum Veterník-Slov. Skala
antiklinála Nováčany-Pašková
PB (?)
Planina Koniart
meliatske antiklinórium
J
synklinála Bretky
Meliata
500
0
-500
III
III'
1 0 1 2 3 km
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14
15 16 17 18 19

štalizácie a usmernenia alebo i tlakového ohýbania kryštálov. Smerom od severu na juh účinky dynamometamorfózy slabnú (prechod od usmernených rekryštalizačných jemnozrnných až hrubozrnných štruktúr cez šmuhovité k reliktným kalovo-organodetritickým štruktúram týmto smerom).

V južnejších častiach sú spodnotriasové a strednotriasové súvrstvia len mierne zvrásnené, avšak stavbu silno komplikuje sústava prešmykov — často s meniacim sa sklonom, a niekoľko systémov priečnych zlomov, z ktorých najvýraznejšie sú zlomy sz.—jv. a jz.—sv. smeru. Prešmyky a zlomy rozdeľujú tak územie na množstvo segmentov a krýh rôznej veľkosti (napr. na Plešivskej planine je ich 7).

I v tejto oblasti možno sledovať závislosť štýlu tektonickej stavby od mechanických vlastností súborov hornín. Najkomplikovanejšia stavba je opäť v miestach vystupovania meliatskej série (oblasť Meliaty, Mikolčian, Držkoviec, Bohúňova). Miestami sa tu v blízkosti strmých prešmykov na styku s meliatskou sériou zachovali útržky jurských súvrství (južne od Meliaty, Bohúňovo).

◄

Obr. 2 **Geologické rezy strednou časťou mezozoika Slovenského krasu** (J. Mello 1971)

1—3 paleozoikum (zjednodušene podľa O. Fusána 1968 a P. Kulicha 1970): 1 — gelnická séria (staršie paleozoikum), 2 — karbón; 3 — perm; 4—6 meliatska séria (vrch. perm — spod. trias): 4 — tmavé bridlice; 5 — vápence; 6 — silicity; 7—8 spodný trias: 7 — pestré pieskovce a bridlice (vrch. seis — spod. kampil); 8 — slienité vápence a bridlice (kampil); 9—15 stredný trias: 9 — gutensteinské vápence (hydasp); 10 — tmavé dolomity (hydasp); 11 — steinalmské vápence (pelson — spod. ilýr); 12 — schreyeralmské vápence (vrch. ilýr); 13 — tmavé rohovcové vápence (spod. ladin); 14 — svetlé cukrovité dolomity (spod. ladin); 15 — wettersteinské vápence; 16—17 vrchný trias: 16 — tisovské vápence (karn); 17 — halstattské vápence (nor); 18 — jura (lias — krinoidové vápence); 19 — pliocén — štrky, piesky, íly, čiastkové tektonické štruktúry: ST — silicko-turnianska; PB — plešivsko-brezovská; K — kečovská

Fig. 2 **Geological cross-sections through the central part of the Mesozoic in the Slovak Karst** (J. Mello 1971)

1—3 Palaeozoic (simplified after O. Fusán 1968 and P. Kulich 1970): 1 — the Gelnica Group (Older Palaeozoic); 2 — Carboniferous; 3 — Permian; 4—6 the Meliata Group (Upper Permian — Lower Triassic): 4 — dark schists; 5 — limestones; 6 — silicic rocks 7—8 Lower Triassic: 7 — coloured sandstones and schists (Upper Seisian — Lower Campilian); 8 — marly limestones and schists (Campilian); 9—15 Middle Triassic: 9 — Guttenstein limestones (Hydaspian); 10 — dark dolomites; 11 — Steinalm limestones (Pelsonian-Lower Illyrian); 12 — Schreyeralm limestones (Upper Illyrian); 13 — dark cherty limestones (Lower Ladinian); 14 — light dolomites (Lower Ladinian); 15 — Wetterstein limestones; 16—17 Upper Triassic: 16 — Tisovec limestones (Carnian); 17 — Halstatt limestones (Norian); 18 — Jurassic (Liassic, crinoidal limestones); 19 — Pliocene: gravels, sands, clays; partial tectonic structures: ST — Silice—Turňa; PB — Plešivec—Brezová; K — Kečov

Rozdielnosť mechanických vlastností a značná nezávislosť pri tektonických pochodoch sa markantne prejavuje na rozhraní spodného a stredného triasu. Len na niekoľkých miestach možno sledovať súvislé prechody zo spodného do stredného triasu (s. svah Plešivskej planiny, z. od Silickej Jablonice). Obyčajne jedno alebo i viac súvrství chýba, alebo sú zastúpené len rudimentárne. Ide zrejme o tektonickú redukciu. I v uvedených miestach súvislých vrstevných sledov nie je vylúčené, že na rozhraní spodnotriasových a strednotriasových súvrství došlo k pohybom, ako o tom svedčí výskyt rauwackov a brekcií, i keď časť z nich je nepochybne sedimentárneho pôvodu (J. Mello a kol., 1969).

Zvlášť výrazná nezávislosť medzi spodnotriasovými a strednotriasovými komplexmi je v plešivsko-brezovskej štruktúre. Došlo tu takmer k dokonalej redukcii slienito-vápencového súvrstvia kampilu (J. Bystrický 1962). Strednotriasové súvrstvia spočívajú na pestrom súvrství seisu. Došlo tu zrejme k odlišnému vyvrásneniu spodného a stredného triasu a k nezávislým pohybom blokov rigidnejšieho stredného triasu. Plastickejšie súvrstvia spodného triasu boli vrásnené detailne a miestami, najmä v súvrstviach so zastúpením evaporitov, došlo pravdepodobne až k zjavom diapirovej tektoniky (napr. šošovka pestrého súvrstvia seisu s navŕtaným sadrovcom vtlačená do „trhliny" strednotriasových vápencov 250 m j. od Silickej Ľadnice).

Miestami aj v strednotriasových komplexoch dochádza k redukcii mocností niektorých súvrství, inde k chýbaniu celých súvrství. Tak napr. na Silickej planine j. od Rožňavy (profil I—I') je výrazný rozdiel v mocnosti súvrství s. a j. ramena synklinály silicko-turnianskej štruktúry. K redukcii mocností s. ramena, pri zachovaní úplného vrstevného sledu, došlo pravdepodobne tektonicky. Je ťažké objasniť mechanizmus takéhoto pochodu tým skôr, že niet stôp po drvených zónach, pásmach rekryštalizácie a pod.

Príklady absencie súvrství možno študovať napr. na Plešivskej planine z. od Brzotína. Tu na dolomitoch hydaspu spočívajú často spodnoladinské rohovcové vápence. Steinalmské a schreyeralmské vápence vystupujú medzi uvedenými súvrstviami len v niekoľkých malých šošovkách (pri jame Dudáš a i.), hoci o 4—5 km severnejšie dosahujú v súvislom pruhu mocnosti 200 až 400 m. I keď je tu možnosť ich primárneho chýbania (ide o plytkovodné sedimenty), pravdepodobnejšie je, že ide o redukciu tektonickú.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Andrusov D; 1956: Stav výskumu slovenských druhohôr. Geol. zborník SAV. VII/ /1-2, Bratislava. [1a] Andrusov D. — Kováčik J., 1955: Skameneliny karpatských druhohôr, II. Hlavonožci triasu Slovenska a rozdelenie slovenského triasu. Geol. zborník, VI/ /3—4, Bratislava. — [2] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii Slov. krasu (o veku „meliatskej" série). Geol. práce, Správy 15, Bratislava. — [3] Bystrický J., 1962: Vysvetlivky k listu Rimavská Sobota 1 : 200 000 (mezozoická časť). Bratislava, 1962. — [4] Bystrický J., 1964: Slovenský kras, GÚDŠ, Bratislava. — [5] Fusán O. a kol., 1968: Vysvetlivky k listu Plešivec 1 : 50 000 (paleozoická časť). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Kantor J., 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. Geol. práce, Zoš. 41, Bratislava. — [7] Kantor J., 1956: Serpentinity južnej časti Sp.-g. r. Geol. práce, Správy 6, Bratislava. — [8] Kamenický J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 45, Bratislava. — [9] Kulich P., 1970: Vysvetlivky k listu Rožňava 1 : 50 000 (paleozoická časť). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Maheľ M., 1954: Príspevok ku stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (poznámky k územiu juhovýchodne od Železníka). Geol. práce, Správy 1, Bratislava. — [11] Maheľ M. a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II — Západné Karpaty, sv. 1, ÚÚG, ČSAV, Praha. — [12] Mello J. a kol., 1969: Vysvetlivky k listu Plešivec 1 : 50 000. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Mello J. a kol., 1970: Vysvetlivky k listu Rožňava a Silica 1 : 50 000. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Pantó G., 1956: Constitution géologique de la chaine de minerai de fer de Rudabánya. Annales Inst. geolog. public. Hungarici, XLIV Budapest.

JÁN MELLO

TO THE TECTONIC STYLE OF THE SLOVAK KARST MESOZOIC

(Summary of the Slovak text)

The study presented is based on results of new geological mapping in the central part of the Slovak Karst Mesozoic (J. Bystrický, 1958—1962; J. Mello et all. 1969, 1970).

In the Slovak Karst predominantly Triassic sediments have been preserved only, however, of considerable thickness, uncommon in the northernmore zones (Lower Triassic complex 1200—1600 m, Middle Triassic 2000—3000 m).

The base of cycle of sedimentation has not been so far known to us with certainty. In places continuous profiles may be traced from conglomerates in the lower part of the Permian (Carboniferous according to some authors) through Permian strata, the Meliata Group (Upper Permian — Lower Seis) as late as the variegated Seis strata. The bodies of volcanic rocks found in these strata originated in weakened zones at the boundary of orogenes. This whole Late Paleozoic — Mesozoic cycle was folded in the Alpine period only.

From structural — tectonic standpoint of view the Slovak Karst may be divided into the eastern and western part. The boundary is formed by the Štítnik Fault, which is obviously a superficial reflection of the early deep seated structure. In the Mesozoic

it was manifested as young fault. The effect of this structure was probably manifested also in some periods of sedimentation (sandstone strata of the brackish — marine Permian).

Differences in structure are also in north-southerly direction. At the northern margin, at the border with the Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., near the Rožňava Fault Line the structure is most complicated: steep upthrusts of northward vergency, imbrication and in places also metamorphosis of lower grade. Even klippen-like style of structure originated here in places. In this complicated structure mainly strata of the Meliata Group take part. In Lower Triassic strata this imbricated-klippen-like structure is fading away in southerly direction.

The complex of Middle Triassic limestones is not taking part in the imbricated structure in the eastern part but rests flat overthrust on earlier strata steeply dipping. In the western part also the Mesozoic was partly brought into vertical position and imbricated. In this Mesozoic (synclinal strip of Tri Peniažky—Slovenská skala—Veterník) effects of dynamic metamorphism were manifested. The metamorphosed Mesozoic occurs in a strip about 12 km long and 1—2 km wide. It shows distinct tectonic delimitation. Dynamic metamorphism was manifested in limestones by recrystallization and preferred orientation. In direction from north to south the effects of dynamic metamorphism diminish.

In southern areas Lower and mainly Middle Triassic are slightly folded only. However, they are divided into many blocks and segments of various magnitude by upthrusts and transverse faults of several systems. In this area dependence of the tectonic style on mechanical properties of rock complexes is also evident. The most complicated structure is to be seen again in places where the Meliata Group appears. At the boundary of Lower and Middle Triassic reduction of the sequence of strata, different folding of the Lower and Middle Triassic, independent movements of the more rigid Middle Triassic were frequently evident. The more plastic strata were folded in detail and in places, mainly in strata with evaporites represented, even phenomena of diapir tectonics were probably manifesting.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 57 | str. 137—141 | Bratislava | 1971

JOSEF JAROŠ*

TEKTONICKÉ STYLY DOMOVSKÉ OBLASTI KRÍŽŇANSKÉHO PŘÍKROVU

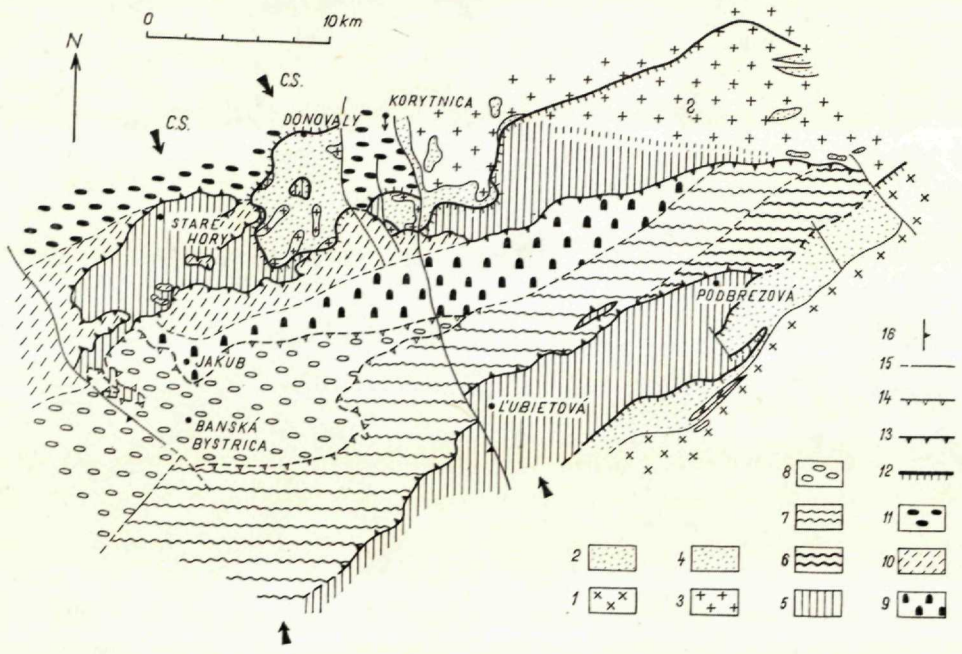
(2 obr. v textu, anglické résumé)

Abstract. The arrangement of tectonic styles in the homeland of the Krížna superficial nappe is compared with the supposed amount of detachment of the cover from the basement. It has been found that there exists a direct relationship between the supposed amount of detachment and the grade of independence of tectonic styles in the cover.

Domovská oblast krížňanského příkrovu je jednou z nejdokonaleji zachovaných domovských oblastí superficiálních příkrovů. Vděčí za to zřejmě své poloze v již méně intenzívně stlačené střední části pásemného pohoří centrálních Západních Karpat. Ve středním sektoru svého průběhu pohořím, v širším okolí Banské Bystrice, je poměrně dobře odkryta a v této oblasti je také zachována souvislost superficiálního příkrovu s tou částí pokryvu, který zůstal v původní domovské oblasti. Původní šířka v této části domovské oblasti byla redukována na 1/3 až 1/4: při šířce superficiálního příkrovu mezi Starými Horami a s. svahy Malé Fatry 50 km je šířka někdejší domovské oblasti zhruba 10—20 km. Na vnitřní (jižní straně) mesozoická sekvence krížňanského vývoje úzce navazuje lithofaciálně i strukturně na obalovou sérii veporika — sérii Velkého Boku. Na vnější straně domovské oblasti je mezi sekvencí krížňanskou a obalovými sériemi tatrika litofaciální skok, obě sekvence se stýkají tektonicky a zpočátku je mezi ně vložen k S se vykliňující jazyk krížňanského fundamentu.

V domovské oblasti je krížňanská jednotka rozdělena plochou „odlepení" na dvě hlavní části: spodní komplex tvořený fundamentem a jeho tegumentem a svrchní komplex tvořený do různého stupně „odlepeným" pokryvem. Protože plocha odlepení vcelku spadá do okolí stratigrafické hranice spodní trias—střední trias, zůstává část pokryvu (werfenské souvrství, výjimečně i střednotriasové vápence a dolomity) „přilepena" k fundamentu, je jeho

* Katedra geologie na přírodovědecké fak. University Karlovy Albertov 6, Praha 2



Obr. 1 Schematická mapka tektonických stylů domovské oblasti krížňanského superficiálního příkrovu v okolí Banské Bystrice.

1–2 — *veporikum*: 1 — kraklovská zóna, 2 — obalová série Veľkého Boku; 3–4 — *tatrikum*: 3 — granitoidy ďumbierského jádra, 4 — donovalská obalová série; 5–11 — *tektonické styly v domovské oblasti krížňanského příkrovu*: 5 — fundament a jeho tegument, s vrásovým stylem na J v ľubietovské zóně a šupinovým stylem na S zvl. ve starohorském tektonickém okně; 6–11 — *tektonické styly pokryvu*; 6 — indukovaný vrásový styl spojený se silnější dynamickou metamorfózou (zbližený se stylem série Veľkého Boku); 7 — indukovaný vrásový styl se slabší dynamickou metamorfózou; 8 — styl brachysynklinál, 9 — bradlový styl; 10 — šupinový styl; 11 — čočkový styl; 12 — linie násunu veporika na domovskou oblast krížnanského příkrovu (Čertovická linie) na J a nasunutí krížňanské jednotky (fundamentu i pokryvu) na tatrikum (donovalská linie) na S; 13 — plocha odlepení pokryvu od fundamentu uvnitř krížňanské jednotky; 14 — dílčí násuny infraformačních klínů pokryvu krížňanské jednotky; 15 — hranice zón tektonických stylů; 16 — poklesové dislokace; vyšší příkrovy (chočský a Drienku) i terciérní a kvartérní pokryvy jsou odstraněny

Fig. 1 Schematic map of tectonic styles in the homeland of the Krížna superficial nappe near Banská Bystrica

1–2 *Veporicum*: 1 — the Krakľová zone; 2 — the mantle series of Veľký Bok; 3–4 *Tatricum*: 3 — granitoids of the Ďumbier core; 4 — the Donovaly mantle series; 5–11 *tectonic styles in the homeland of the Krížna nappe*: 5 — fundament and its tegument with fold style in the S in the Ľubietová zone and with slice style in the N, especially in the Staré hory tectonic window; 6–11 *tectonic styles of the cover*: 6 — induced fold style connected with stronger dynamic metamorphism (related to the style of the Veľký Bok series); 7 — induced fold style with weaker dynamic metamorphism; 8 — the style of brachysynclines; 9 — the klippen style; 10 — the slice style; 11 — the lenticular style; 12 — lines of the overthrust of the Veporicum over the area of the Krížna nappe (the Čertovica line) in the south, and the overthrust of the Krížna unit (fundament and tegument) over the Tatricum (the Donovaly line) in the north; 13 — the plane of separation of the cover from the fundament inside the Krížna unit; 14 — partial overthrusts of intraformation wedges of the cover of the Krížna unit; 15 — contacts of the zones of tectonic styles; 16 — subsidence dislocations; higher nappes (the Choč and Drienok), Tertiary and Quaternary sediments have been removed

tegumentem. V domovské oblasti lze sice na mnoha místech pozorovat výraznou tektonizaci při hranici spodního a svrchního komplexu, tato skutečnost sama o sobě však nemůže poskytnout údaje o velikosti „odlepení" pokryvu v jednotlivých částech oblasti. Velikost „odlepení" lze pouze odvodit ze skutečnosti, že pokryv spočívá v tomto sektoru pohoří jako asi 50 km široký superficiální příkrov na tatriku, zatím co původní podklad tohoto pokryvu zůstal v podstatě v hranicích domovské oblasti. Zatím nejlepším vysvětlením pro laterální zkrácení podkladu v domovských oblastech superficiálních příkrovů je proces pohlcení do hloubky. Spodní komplex vychází v domovské oblasti krížnanského příkrovu na povrch jen při jejím vnitřním a vnějším okraji. Ve střední části oblasti je tedy pravděpodobně laterálně redukován pohlcením značné jeho části do hloubky. V souvislosti s tím by velikost odlepení pokryvu měla skokovitě vzrůstat od pouze částečného „odlepení" při vnitřním okraji oblasti k rozsáhlému „odlepení" při vnějším okraji, kde by již míra odlepení měla být zhruba ekvivalentní šířce superficiálního příkrovu.

Tektonické styly fundamentu a jeho tegumentu

Neoidní tektonické styly fundamentu (krystalinika a verrukána) a jeho tegumentu (werfenského souvrství) při vnitřním a vnějším okraji domovské oblasti se značně liší. Při j. okraji domovské oblasti v Ľubietovské zóně je neoidní *styl* spodního komplexu *vrásový* a je spojen s dynamickou metamorfózou, jejíž intenzita roste k SV. Naproti tomu neoidní stavba spodního komplexu při vnějším okraji oblasti je charakterizována velmi plochým *šupinovým stylem* (zvl. starohorské tektonické okno na Z) s podstatně slabšími a ojedinělými projevy dynamické metamorfózy.

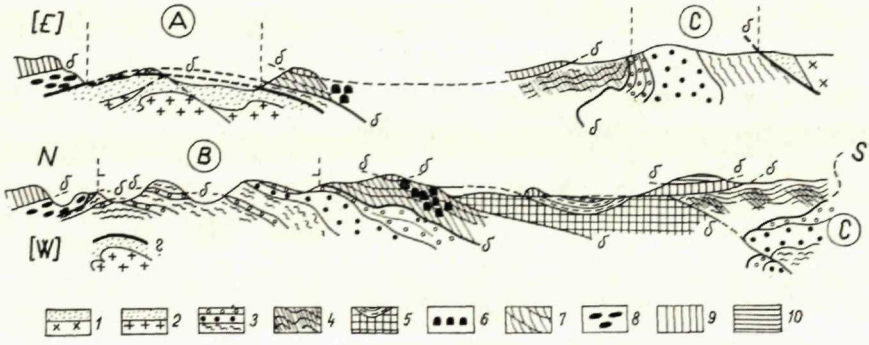
Tektonické styly pokryvu

Pokryv, tj. sekvence ve stratigrafickém rozpětí střední trias—spodní křída je v domovské oblasti tektonicky rozčleněn do tří větších dílčích jednotek, z nichž jižní a střední mají pravděpodobně charakter infraformačních klínů, severní již přímo navazuje na vlastní superficiální příkrov. Tyto dílčí jednotky jsou sledovatelné v okolí profilu jdoucím přes Banskou Bystrici, jejich průběh dále k JZ a k SV je značně zakryt vyššími tektonickými jednotkami, tj. hlavně příkrovem chočským a zčásti i Drienku, dále terciérními pokryvy a na V narušen i denudací. Podobné problémy jsou i se sledováním zón jednotlivých tektonických stylů.

Při vnitřním okraji domovské oblasti má pokryv jižní dílčí jednotky *vrásový styl*, který lze v podstatě označit jako *indukovaný*. Větší vrásové struktury pokryvu sledují obrysy struktur spodního komplexu a „odlepení" pokryvu v této části domovské oblasti nedosáhlo pravděpodobně podstatnějších rozměrů. Intensita zvrásnění pokryvu zřetelně roste k SV. V tomto směru, hlavně v nekompetentních členech, se objevuje stále intenzívněji kliváž a slabá epizonální metamorfóza.

Ve střední části domovské oblasti je v pokryvu dominantním stylem *styl brachysynklinál*, ovládající v podstatě střední dílčí jednotku. Její bázi tvoří mohutné „prkenovité" souvrství triasových dolomitů, u Riečky nasunutých přímo na spodní komplex. Vyšší členy mesozoické sekvence jsou zachovány v brachysynklinálních strukturách. Strukturní analýzou byl podložen závěr o druhotném, v nekompetentních členech lokálně i hlavním stlačení ve směru karpatském, tj. v ose b regionálního tektonického kříže.

Stavba pokryvu ve vnější části domovské oblasti je výrazně šupinová. Při j. okraji této zóny dominuje *bradlový styl*, rozvinutý zvl. v tektonicky redukovaných šupinách stavby, v nichž se rigidní organodetritické vápence



Obr. 2 Schematické profily domovskou oblastí krížňanského superficiálního příkrovu (přibližná orientace profilů zakreslena v obr. 1).

1 – krakľovská zóna a obalová série Veľkého Boku (veporikum); 2 – ďumbierské jádro a donovalská obalová série (tatrikum); 3–8 – *krížňanská jednotka*; 3 – fundament a jeho tegument, 4 – indukovaný vrásový styl; 5 – styl brachysynklinál; 6 – bradlový styl; 7 – šupinový styl; 8 – čočkový styl; 9 – chočský příkrov; 10 – příkrov Drienku; terciérní a kvartérní pokryvy jsou odstraněny
A – donovalské tektonické okno; B – starohorské tektonické okno; C – Ľubietovská zóna

Fig. 2 **Schematic cross-sections through the homeland of the Krížna superficial nappe** (the approximate orientation of the cross-sections is in Fig. 1)

1 – the Krakľová zone and the mantle series of Veľký Bok (Veporicum); 2 – the Ďumbier core and the Donovaly mantle series (Tatricum); 3–8 *the Krížna unit*: 3 – fundament and its tegument; 4 – iduced fold style; 5 – the style of brachysynclines; 6 – klippen style; 7 – slice style; 8 – lenticular style; 9 – the Choč nappe; 10 – the Drienok nappe; the Tertiary and Quaternary sediments have been removed. A – the Donovaly tectonic window; B – the Staré hory tectonic window; C – the Ľubietová zone

rétu a liasu dostávají do polohy mezi dvě plastická souvrství malm—neokomská. Na odkryvech je bradlový styl vyvinut v obráceném vrstevním sledu rhét—spodní lias, v němž tektonicky spodní masívní vápence jako kry propichují tektonicky svrchní deskovité vápence. Odkryty jsou i subvertikálně rýhované plochy okrajů a husté systémy subvertikální puklinové kliváže bradel.

Šupinový styl se vyvinul v podstatě redukcí ramen velké téměř ležaté vrásy, lokálně dále komplikované. Již v rámci tohoto stylu se tektonickou selekcí začíná výrazněji uplatňovat i *čočkový styl*, který je pak stylem typickým pro vnitřní zónu vlastního superficiálního příkrovu, který přímo navazuje na spodní velkou šupinu, tedy na spodní rameno původní téměř ležaté vrásy.

Detailní strukturní charakteristikou jednotlivých stylů, jejich genetickou interpretaci v souvislosti s vysunutím krížňanského superficiálního příkrovu a deformacemi jeho domovské oblasti se zabývá práce, předložená do tisku v Rozpravách ČSAV. V této práci je zároveň učiněn pokus ze srovnání stavby známých domovských oblastí superficiálních příkrovů vyvodit obecné závěry o genesi superficiálních příkrovů vzniklých stlačením geosynklinálních brázd. Průběhem domovské oblasti krížňanského příkrovu v Karpatech se zabývá další publikovaná práce (J. Jaroš 1970). V těchto pracích najde čtenář seznamy příslušné literatury.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATURA

[1] Jaroš J., 1970: Setting of the root zone of the Krížna nappe in the West Carpathians. — Čas. mineral. geol. 14,2, Praha. — [2] Jaroš J., 1971: Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. — Rozpravy ČSAV, ř. mat. přír. věd 81/6, Praha.

J. JAROŠ

TEKTONIC STYLES OF THE ORIGINAL AREA FROM THE KRÍŽNA NAPPE

(Summary of the Czech text)

In the homeland of the Krížna superficial nappe, the cover is detached on the plane following aproximatelly the stratigraphic boundary of the Lower and Middle Triassic. The neoidic styles of the basement with its tegument and of the cover are described separatelly (Fig. 1, 2). The problems connected with the setting of the homeland in the West Carpathians and a detailed characteristic of the tectonic styles of the homeland are published in the english written papers (J. Jaroš 1970, 1971).

Preložil M. Patel

Geologické práce, Správy 57 | str. 143—154 | Bratislava | 1971

ZDENĚK ROTH*

DER TEKTONISCHE STIL IN DER GODULA-TEILDECKE DER MÄHRISCH-SCHLESISCHEM BESKIDEN

(2 Text-Abb., die tschechische Zusammenfassung)

Abstrakt. Auf Grund der Untersuchung der Bohrung Staré Hamry 1A (2705 m) und den Ergebnissen seiner neuen Kartierung in der Umgebung des tektonischen Fensters von Frýdlant stellt der Autor die Begrenzung des Struktur-Kernes und der strukturellen Hüllen der Decke genauer fest. Die untere und obere strukturelle Hülle werden neu abgegrenzt und in der Goduler Teil-Decke der schlesischen Einheit untersucht der Autor die Embryonal-Störungen, welche zur Destruktion des Kernes führen, und deren Ursachen.

Die Abteufung der Bohrung Staré Hamry 1A (2705 m) und neue geologische Detailaufnahme ermöglichen es die bisherigen Erkenntnisse über die tektonischen Stile im Gebiet der Außeren Karpaten in Mähren (Z. Roth 1965a, b), in einem Gebiet, welchem in dieser Beziegung eine Schlüsselstellung zugeschrieben werden kann, eingehend zu ergänzen.

I. Der Strukturkern der Godula-Decke

Der Strukturkern einer Decke wurde durch die Verbreitung der Faltenstile und die Begrenzung der Durchknetungsstile der Strukturhülle gegen den Kern definiert (Z. Roth 1965a, S. 66). Während die Grenze der Faltenstile (der Kernstile) mit Rücksicht auf den Charakter der Falten in der Regel nicht scharf ist, zeichnen sich die Durchknetungsstile (= die Hüllenstile, d. h. der Schuppen- und Linsenstil), durch scharfe Abgrenzung, nicht nur einzelner Schuppen und Linsen, sondern auch der ganzen aus ihnen bestehenden Deckenhülle gegen den Deckenkern—durch tektonische Störungen aus. Wenn die Hülle infolge ihrer tektonischen Erosion, durch den Deckenschub stellenweise fehlt, bleibt der Strukturkern der Decke durch die Aufschiebungszone der Decke gegenüber der tieferen, bzw. höheren Einheit begrenzt. Klar

* Ústřední ústav geologický, Hradební 9, Praha 1

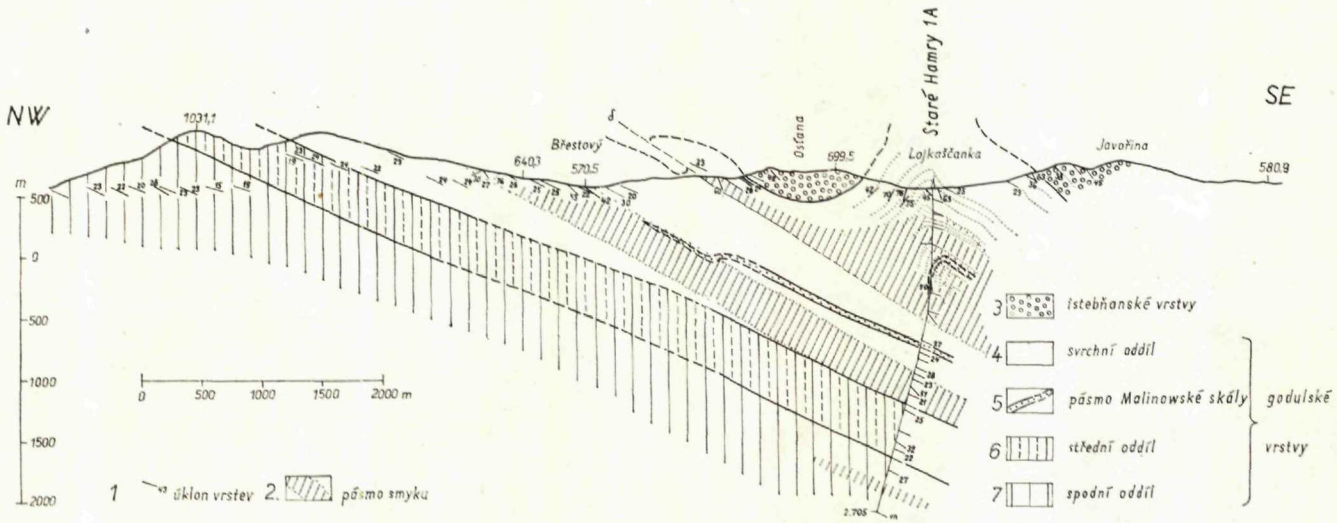


Abb. 1 **Das geologische Profil über die Bohrung Staré Hamry 1A**

Erläuterungen:

1 — Fallen der Schichten; 2 — Zone eines Differenzialschubes entlang der Schichtflächen; 3 — Istebna-Schichten (Maastricht bis Unterpaläozän); 4 — Godula-Schichten — obere Abteilung; 5 — Godula-Schichten — Zone „Malinowska Skala"; 6 — Godula Schichten — mittlere Abteilung; 7 — Godula-Schichten — untere Abteilung (4—7 Mittelturon bis Santon)

definierte Störungszonen sind somit ausschlaggebende Strukturelemente, welche die Kernpartien einer Decke abgrenzen.

In materieler Hinsicht ist der Strukturkern durch eine relativ hochkompetente Schichtenfolge (im Vergleich mit seiner Strukturhülle) aufgebaut. Auch im Schnitt und im Grundriß der Decke unterscheidet sich der Kern wie ein dominantes, formgebendes Großelement, da die den Kern abgrenzende Störungsflächen sich wie möglich eng dem kompetenten Kernteil anschmiegen.

Die strukturelle Entwicklung einer Decke kann kurz als schrittweise Überwindung der Kompetenz des ursprünglich fast die ganze Decke umfassenden Kernes beschrieben werden. Es ist ein tektonischer Kernzerfall durch dynamische Kerndifferenzierung nach Kompetenz seiner Bestandteile. Die abgesonderten Kernteile werden durch den Deckenschub schrittweise in Hüllenteile verwandelt. Die dominante Rolle der kompetenten Schichtenfolge in der Struktur der Decke wird beschränkt und stellenweise beseitigt (Z. Roth 1965a, S. 66—67).

Die lithostratigraphische Grundlage des Godula—Kernes, d. h. sein ausschlaggebendes Kompetenzelement, bilden die Godula- und Istebna-Schichten. Wir können jedoch heute manchenorts an dem Godula-Kernumriß teilweise abgesonderte, aus diesen Schichten bestehende Partien beobachten. Es sind dies z. B. die durch Diagonalstörungnen des Staré Hamry-Systems abgesonderten Oberteile des Kernes im Einzugsgebiet von Rožnovská Bečva und Kysuca. Die Tiefbohrung Staré Hamry 1A trug wesentlich zur Klärung des Mechanismus dieser Schuppen bei (Fig. 1). Die Bohrung hat bewiesen, daß neben sanfter großradialer Schichtwellung auch häufigen Differenzschübe auf Schichtflächen in breiten Zonen im Inneren des Godula-Kernes vorkommen (M. Plička 1969). Die größten Schübe auf den Schichtflächen werden durch Fältelung der aufliegenden kleinrythmischen Flyschschichten in etwa Hundert Meter mächtigen Zone begleitet, die sich durch lokale scharfe Schichtenlageänderungen in Aufschlüssen äußern. Die Störungen des Staré Hamry-Systems, in welchen der Faltenstil des Godula-Kernes die Intensität von Faltenüberschiebungen bis Diapirfalten (A. Matějka—Z. Roth 1952, Fig. 1) erreicht, können als gesteigerte Äußerung dieses Phänomens betrachtet werden. Die Bohrung hat gezeigt, daß eine innerhalb des oberen Teiles der Godula-Schichten gelegene Schichtflächengruppe zur Gleitbahn der Staré Hamry-Großfalte diente. Es kann vorausgesetzt werden, daß die Diagonalstörungen des ganzen Staré Hamry-Systems auf dem Ausbiß solcher schichtparallelen Gleitzonen plötzlich enden und nicht nach unten allmählich ausklingen.

Die gegenwärtige Lage und Form des Godula-Kernes ist das Ergebnis der sich schrittweise zwischen Burdigal und Obertorton abspielenden Aufschiebung des Kernes auf etwa 70 km gegen N. Durch eine Kompetenzdifferen-

zierung wurde die lithologische Inhomogenität des Kernes akzentiert. Als Folge dieser Differenzierung ist die Absonderung des westlichen Abschnitts des Godula-Kernes (die Javorník- und Ondřejník-Berggruppen einschließend) mittels der Zubří—Pindula-Störungszone zwischen Rožnov p. R. und Frenštát p. R. zu betrachten (Fig. 2). Der Westabschnitt des Godula-Kerns ist wesentlich kleiner als der Ostabschnitt, der die Gebirgsgruppen von Radhošť, Smrk, Lysá hora, Ropice und Velká Čantoryje enthält und zusammenhängend nach Polen fortschreitet. Die primäre Mächtigkeit der den Oberteil des Godula-Kernes bildenden Istebna-Schichten verhältnismäßig nur wenig veränderlich ist (bis 1,3 km). Dagegen die Mächtigkeit der liegenden Godula-Schichten steight von 60—800 m im Westabschnitt des Kernes auf 1000—3200 m in seinem Ostabschnitt. Die dadurch verursachte wesentlich geringere Gesamtmächtigkeit der kompetenten Kernschichten im Westteil des Kernes wurde wahrscheinlich für die Abtrennung des westlichen Kernteils wesentlich.

Die Störungszone Zubří—Pindula, welche den Westabschnitt des Godula-Kernes gegenüber dem Ostabschnitt abgrenzt, gehört ihrer Lage und Beziehung zur Stirn der Magura-Deckengruppe nach (A. Matějka—Z. Roth 1952) zu den Störungen des Staré Hamry-Systems. Sie durchdringt jedoch den ganzen Godula-Kern. Die Randstörungen in den Flanken dieser Störungszone haben den Charakter von Falten und Faltenüberschiebungen (wie aus der geol. Karte 1 : 200 000 z. B. ersichtlich ist) und unterscheiden sich somit durch ihren Stil von dem schuppenartigen Achsenband der Störungszone. Stilgemäß sind die Randstörungen der Zubří—Pindula-Zone als Randpartien beider Kernteile zu betrachten. Von den sich gegen N und NO verzweigenden Störungen, welche die Zubří—Pindula-Zone in NO-Richtung verlängern, müssen die Verwerfungen, welche den NW-Rand des Ostabschnitts des Godula-Kernes umranden, als die eigentliche Fortsetzung der Zubří—Pindula-Störung betrachtet werden. Die beiden durch Erosion getrennten, von diesen Verwerfungen gegen NW liegenden Kernteile (die Javorník- und Ondřejník-Bergruppe), beide zum Westabschnitt des Godula-Kernes gehörig, haben viel gemeinsames in tektonischer Hinsicht, wie es weiter gezeigt wird.

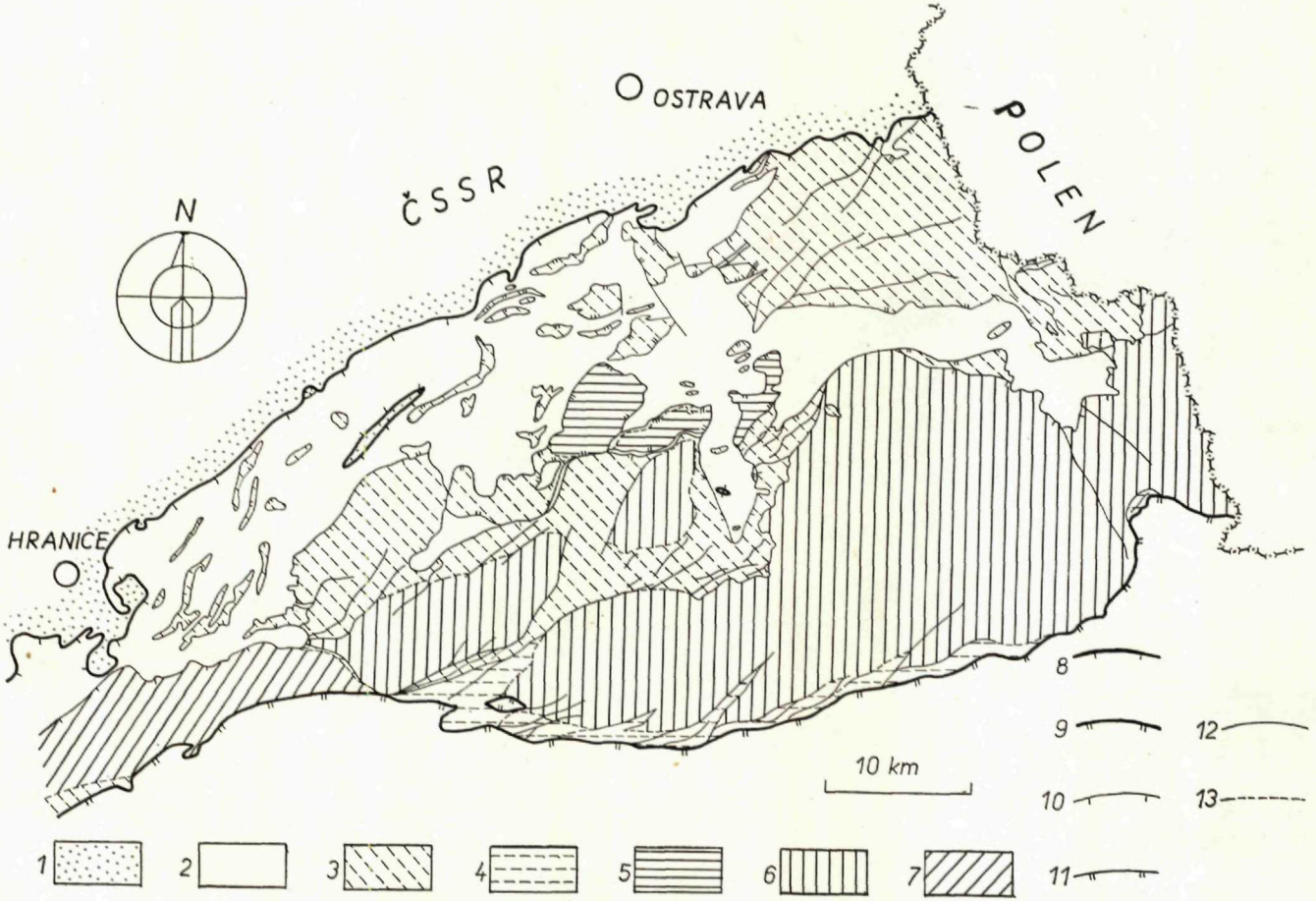
In der Regel kommen im Godula-Kern neben den steifen, eigentlichen Kernschichten (die Godula- und Istebna-Schichten) auch ältere Schichtglieder vor. Es sind die bunten Godula-Schichten und die noch älteren Lhoty-Schichten. In der Umgebung von Mořkov und Frenštát p. R. ebenso wie in der Umgebung der Ondřejník-Berggruppe sind im Unterteil des Kerns stellenweise noch die Veřovice- und Hradiště-Schichten beteiligt. In der Jablunkov-Depression und in der Umgebung von Valašské Meziříčí beteiligen sich auf der Kerntektonik auch die jüngeren Schichten und zwar die silesischen Submenilit-, Menilit- und Krosno-Schichten. Wir sehen also, daß besonders in dem westlichen Kernteil (die Javorník- und Ondřejník-

Berggruppe) sich die älteren sowie die jüngeren Schichten auf dem Kernaufbau beteiligen. Eine der Ursachen dieser Erscheinung ist möglicherweise ein etwas kürzerer Deckentransport des Kernwestteiles, der aus dem Charakter der Zubří—Pindula-Zone erhellt.

In dem größeren, östlichen Abschnitt des Godula-Kernes kommen nicht ältere Schichten als die Lhoty-Schichten vor und selbst diese fehlen zwischen Komorní Lhotka und Oldřichovice unweit Třinec. Bei Oldřichovice besteht (durch tektonische Erosion der basalen Strukturhülle der Godula-Teildecke verursacht) ein direkter Kontakt mit der Těšín-Teildecke, oder mit der subsilesischen Decke. Westlicher, im Ostravice-Tal, kann im Unterteil des Godula-Kernes eine deckenartige Abscherung, die sich gegen E verstärkt, beobachtet werden (s. Fig. 2). Man kann von einer dynamischen Kernerosion sprechen, die sich von dem Ostravice-Tal gegen E immer verstärkt und in der Jablunkov-Depression sogar die Godula-Schichten sehr wesentlich ergreift.

Die Entstehung der Hostašovice- und Domoraz-Schuppe (A. Matějka 1949, S. 666) im Westabschnitt des Kernes ist, ebenso wie die Absonderung des Westabschnittes des Godula-Kernes auf der Zubří—Pindula-Störung selbst, nicht als dynamische Kernerosion sondern als eine Kernzerbröckelung anzusehen. Doch weder die Hostašovice- noch die Domoraz-Schuppe können morphologisch als zu dem Godula-Kern gehörig betrachtet werden. Ihrer Form nach stellen beide Schuppen die Teile der Deckenhülle, obwohl beide — wie aus der Arbeit Matějka's (1949) hervorgeht — die Godula- und Istebna-Schichten in einfacher Lagerung enthalten. Diese Schichten in beiden Schuppen sind jedoch in primär stark reduzierten Mächtigkeit vorhanden, sodaß sie kein konturenstarkes Kernelement ausbilden. Ähnliche (nicht zum Kern gehörende) kleine Schuppen der Istebna-Schichten kommen auch oberhalb des Godula-Kernes im Einzugsgebiet des Bílá-Flusses vor.

Der Umstand, daß im Ostabschnitt des Godula-Kernes sich mehr die tektonische Erosion und im Westabschnitt die Kernzerbröckelung geltend macht, ließt auf eine entgegensetzte Wirkung beider Vorgänge schließen. Während beider Vorgänge zerlegt sich zwar die Horizontalbewegung des Deckenkernes auf mehrere Teilbahnen. Aber im steiferen Ostteil der Godula-Kernes konzentrieren sich diese Bevegungsbahnen in eine schmale Zone an der Kernbasis. Im Westabschnitt, wo der Kern weniger homogen (und weniger strukturell reif) ist, wird er selbst von tektonischen Teilbahnen durchgesetzt. Die basale Erosion des Kernes und seine Zerbröckelung können als zwei Alternativen der tektonischen Zerstörung des Kernes unter verschiedener Strukturreifebedingungen betrachtet werden. Das Vorwalten einer von den beiden Alternativen schwächt die andere im demselben Kernteil wesentlich ab. Vom Standpunkt der Wirkungsdauer ist jedoch die Basalerosion eine primäre Erscheinung, welche normalerweise die ganze Kernentwicklung


OSTRAVA
POLEN
ČSSR
N
HRANICE
10 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

begleitet. Die Zerbröckelung des Kernes setzt dagegen nur zu geeigneten Zeitpunkten und in geeigneten Stellen in dem Kern ein. So ein geeigneter Moment kann bei erosiven Oberflächenzerschneidung des Kernes (vielleicht die Abtrennung des Javorník- und Ondřejník-Teiles des westlichen Kernabschnittes) oder bei einer plötzlichen Steigerung der Tangentialspannungen eintreten. Eine primär abgeschwächte Stelle befindete sich in dem Godula-Kern in Radhošť-Berggruppe und wurde von der Zubří—Pindula-Zone ausgenützt.

Die große relative Kompetenz des mächtigenren Ostabschnitts des Godula-Kernes bewirkte den gesteigerten Strukturkontrast zwischen dem Kern und der liegenden Hülle. Sie äußerte sich durch die erwähnte tektonische Abscherung an der Kernbasis im Ostravice- und Morávka-Tal. Der gesteigerte Kompetenzunterschied wirkte sich daneben auch wie ein Bremsfaktor der inneren Strukturentwicklung des Kernes aus, was sich in den einfachen großradialen Falten des Kernostabschnitts abspiegelt.

II. Die Strukturhüllen der Godule-Decke

Die Strukturhüllen zeichnen sich durch die Hüllen- (Durchknetungs-) stile, d. h. durch den Schuppen- und Linsenstil aus. Wie die Strukturen der Hradiště-Schichten bei Kunčice p. O. zeigen, kann auch die Strukturfazies der unteren Hülle des Godula-Kernes zu der Bruch-Biegungsfazies gerechnet werden (Z. Roth 1971). Wir können eine obere und eine untere Strukturhülle des Deckenkernes unterscheiden. Beide Hüllen entstehen durch die tektonische Erosion aus dem ursprünglich die ganze Decke umfassenden Urkern. Die tektonische Erosion und Denudation betrifft den Kern ebenso an seiner Basis wie auch an der Obergrenze, wo sie durch die aufgeschobene Deckeneinheit verursacht wird. Bei einer lokalen oder gänzlichen Kernzerstörung kommen beide Hüllen auch flächenhaft in Berührung. Stellenweise oder teilweise kann jede beider Hüllen durch einen tektonischen Hiatus

◄

Abb. 2 **Die schematische Karte der strukturellen Einteilung der silesischen Einheit in den Mährisch-schlesischen Beskiden** (Z. Roth 1970)

1 — Miozän der Vortiefe, 2 — subsilesische Decke; 3 — untere Strukturhülle der Teildecken der silesischen Einheit; 4 — obere Hülle der Godula-Teildecke; 5 — Kernpartien der Těšín-Teildecke; 6 — aus den kretazischen Godula- und Istebna-Schichten bestehende Kernpartien der Godula-Teildecke; 7 — aus den Paläogen-Schichten gebauter Kern der Godula-Teildecke; 8 — Außengrenze der karpatischen Decken; 9 — Nordrand der auf die Godula-Teildecke aufgeschobenen Decken; 10 — der äußere Rand der Godula-Teildecke; 11 — Umrandung der Těšín-Teildecke; 12 Brüche; 13 — sonstige Strukturgrenzen

ersetzt werden. Bei den Oberflächendecken (im Sinne Z. Roth 1971), d. h. bei Decken, über die sich schon keine Decke mehr geschoben hat, entwickelte sich die obere Hülle nur im Proximalteil des Deckenkernes, am Kontakt mit der tektonisch höher gelegenen Überschiebungsdecke. Das ist der Fall der Godula-Decke, die eine Oberflächendecke darstellt. Innerhalb des Bereiches der oberen sowie der unteren Hülle kann man sich eine mehr oder weniger regelmäßige Abwechselung der Schuppen- (Akkumulations-) und des Linsenstiles (tektonische Denudation) vorstellen. Es wird dadurch gegeben, daß eine Akkumulation in ihrem Einzugsgebiet immer eine Erosions- und Denudationszone erfordert. Es kann auch vorausgesetzt werden, daß die primäre äußere Zone der oberen Hülle in den Oberflächendecken eine Akkumulations- (Schuppen-) zone ist und die der unteren Hülle eine Denudations- (Linsenstil-) zone. Die Schuppenstil- (Akkumulations-) zonen zeichnen sich durch Wiederholung der Schichtenfolge, die Linsenstilzonen durch zahlreiche tektonische Lücken aus.

In der Godula-Decke ist der Großteil der frontalen Akkumulationszone der oberen Hülle noch mit dem Deckenkern verbunden. Es sind die Störungen des Staré Hamry-Systems. Die Akkumulationszone der Godula-Paläogen-Schichten wird nur in der Jablunkov-Depression am Kontakt mit der aufliegenden Vormagura- bzw. Rača-Decke erhalten. Die linsenförmigen Körper des silesischen Paläogens westlich davon, können als vertreter einer proximal zu der letzten gelegenen tektonischen Denudationszone betrachtet werden.

In der Umgebung von Valašské Meziříčí und in dem Großteil der Jablunkov-Depression, verbleiben die Krosno-Schichten im ihrem ganzen paläogenen und kretazischen Liegenden weiterhin im tektonischen Verband des Godula-Kernes. Dies weist darauf hin, daß die Vormagura- und Rača-Decke niemals so weit vorgedrungen sind.

Was die untere Hülle des Godula-Kernes betrifft, zeigen die Störungen welche in die Liegendteile des Kernes südlich von Mořkov und Bordovice (westlich von Frenštát p. R.) eindringen, wie wohl die Frühstadien der Absonderung der Hostašovice- und Domoraz-Schuppen tektonisch ausgesehn haben. Die Schuppenzone, die den Südteil des tektonischen Fensters südlich Frýdlant n. O. umrahmt, ist ein Beweis für die Existenz auch weiter von der Deckenstirn an der Deckenbasis entstandener Akkumulationspartien. In der Denudationszone der Deckenbasis zwischen Komorní Lhotka und Oldřichovice befinden wir uns offensichtlich schon nahe des Außenrandes der Godula-Teildecke.

III. Die Schlußfolgerung

In diesem Aufsatz war ich bestrebt die Analyse des tektonischen Stils der Godula-Teildecke zu erweitern. Das Resultat ist eine genauere Abgrenzung des Deckenkern-Begriffes, die Unterscheidung und Charakterisierung der unteren und oberen Strukturhülle des Kernes und die Grundlagen für die Einteilung beider Hüllen in Akkumulations- und Denudations-Zonen.

Der Kern der Godula-Teildecke ist auf dem tschechoslowakischen Staatsgebiet zweiteilig. Er wird durch die Zubří—Pindula-Störungszone (welche gegen NO bis zu dem Teildeckenrand bei Raškovice verfolgt werden kann) in einen Westteil und in einen Ostteil aufgeteilt. Den in der struktureller Hinsicht weit wichtigsten Bestandteil des Godula-Kernes stellen die relativ kompetenten Flyschmassen der Godula- und Istebna-Schichten vor. Der westliche Kernteil (der die Javorník- und die Ondřejník-Berggruppe einschließt) enthält wegen seiner kleineren Strukturreife stellenweise bis heute die ganze Schichtenfolge der Godula-Teildecke von den Hradiště- bis zu den Krosno-Schichten. Eine beträchtlich größere primäre Mächtigkeit der Godula-Schichten verursachte eine weit größere Steifheit des östlichen Kernteiles, der bis nach Polen reicht.

Wir können eine untere und eine obere Strukturhülle des Godula-Kernes unterscheiden. In den beiden Hüllen kann man ziemlich gesetzmäßig eingeordnete Akkumulationsstreifen (mit dem Schuppenstil) und tektonisch erodierte Streifen (mit dem Linsenstil oder tektonischen Hiatus) feststellen. In der unteren Hülle kommt ein Denudationsstreifen an der Teildeckenstirn zwischen Komorní Lhotka und der Jablunkov-Depression vor. Die obere Deckenhüle wird auf den proximalen Teil des Godula-Kernes schon primär beschränkt. Sie kann als Beweis für eine eng beschränkte ursprüngliche Ausbreitung der aufgeschobenen Vormagura- und Rača-Decke auf dem Godula-Kern dienen (siehe auch M. Plička 1970).

Do tlače odporučil M. Maheľ
Preložila H. Šilarová

BIBLIOGRAPHIE

[1] Matějka A., 1949: Geologická studie z okolí Valašského Meziříčí. — Étude géologique dans les environs de Valašské Meziříčí. Sbor. Geol. úst. ČSR, 16, Praha. — [2] Matějka A. — Roth Z., 1952: Příspěvek ke geologii Horní Ostravice v Moravskoslezských Beskydech. — A Contribution to the Geology of the Basin of the Upper Ostravice in the Moravo-Silesian Beskydy. — Sbor. Ústř. úst. geol., 19, Praha. — [3] Plička M., 1969: Puklinatost godulských vrstev v opěrném vrtu Staré Hamry 1A v Moravskoslezských Beskydech. — Jointing in the Godula-Beds of the Structural Test Borehole Staré Hamry

1 A in the Moravian-Silesian Beskydy Mts. Geolog. práce, Správy, 50, Bratislava. — [4] Plička M., 1970: Drobná puklinová tektonika a prvky detailního vrásnění ve flyši západních Karpat. Zborník geol. vied Západné Karpaty 13, Bratislava. — [5] Roth Z., 1965a: Die Tektonik des Westabschnittes der Äußeren Karpaten in der ČSSR. Verh. Geol. Bundesanst., Sonderh. G, Wien; 1965b — Z. deutsch. geol. Ges., Jhrg. 1964, 116/2, Hannover. — [6] Roth Z., 1971: Die Strukturfazies der äußeren Karpaten in Mähren und die Klassifizierung ihrer Decken nach dem tektonischen Stil. Věstník ÚÚG 46, Praha.

ZDENĚK ROTH

TEKTONICKÝ STYL V GODULSKÉM DÍLČÍM PŘÍKROVU MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYD

(Resumé německého textu)

Vznik a strukturní vývoj příkrovu spočívá na postupné dynamické diferenciaci vrstevního sledu podle relativní kompetentnosti jeho složek. Příkrov je původně jednotný, jen mírně zvrásněný celek, od něhož se během sunutí na styku s podkladem nebo s vyšším příkrovem odlučují čočky méně odolávajících částí jako strukturní obal příkrovu. Uvnitř zůstává jádro příkrovu jako méně porušený, relativně kompetentnější celek. Strukturu uvnitř jádra vyznačují vrásové styly (Z. Roth 1965, E. Menčík 1969). Styk jádra s obalem nebo s jinou strukturní jednotkou tvoří zlomové plochy, které omezují čočkovité elementy obalu nebo celý příkrov.

Hmotným základem příkrovu a později jeho jádra je relativně kompetentnější litostratigrafický celek, který označuji jako jaderný litostratigrafický element příkrovu, a tím jsou v godulském příkrovu godulské a istebňanské vrstvy svrchnokřídového stáří. Při strukturním vývoji ovlivňuje tento litostratigrafický element svým primárním tvarem a rozsahem obrysy jádra i příkrovu. Toto uplatnění v tvaru řezů a půdorysu jádra a celého příkrovu je výrazem určující strukturní role kompetentního jaderného elementu.

Strukturní vývoj jádra spočívá v jeho rozpadu během sunutí a ve vtělování jeho částí do obalu, který tím na úkor jádra roste. Tento vývoj končí teprve zánikem jádra. Na obvodu godulského jádra pozorujeme i částečně uvolněné části (např. části uvolněné poruchami starohamerského systemu v povodí Bečvy a Kysuce nebo v j. okolí Mořkova). Příkladem kompetenční diferenciace uvnitř godulského jádra je odloučení jeho západní části (horská skupina Javorníku a skupina Ondřejníku) od východní (skupiny Radhoště, Smrku, Lysé Hory, Čantoryje ad.). K odloučení asi podstatně přispěla výrazně menší primární mocnost godulských vrstev v záp. části jádra.

Stratigrafický rozsah strukturního jádra se během vývoje vlivem tektonické denudace jádra na styku s druhými tektonickými jednotkami (rabotáž)

regionálně mění. Vedle godulských a istebňanských vrstev godulské jádro zpravidla obsahuje i pestré godulské a lhotecké vrstvy. V záp. části jádra se naspodu udržely i veřovické a hradištské vrstvy. U Val. Meziříčí a Jablunkova zůstaly v godulském jádře i vrstvy podmenilitové, menilitové a krosněnské. Starší vrstvy naspodu záp. části jádra lze vyložit částečně tím, že posuv této části byl proti východní části poněkud kratší. Ve vých. části jádra se jako nejstarší zachovaly vrstvy lhotecké. I ty však mezi Komorní Lhotkou a Oldřichovicemi v jádře chybějí. U Oldřichovic při tom chybí naspodu příkrovu i obal a jádro se stýká přímo s příkrovem těšínským nebo podslezským. Samostatný intensivní pohyb jádra končí směrem k Z v povodí Ostravice. Projevuje se plochým odloučením jádra od spodního obalu, který vystupuje v tektonických oknech (viz. Z. Roth 1971, obr. 1).

Hostašovickou a domorazskou šupinu v záp. části Moravskoslezských Beskyd (A. Matějka 1949) považuji za produkty dělení jádra, i když obě šupiny nemají jadernou povahu, poněvadž godulské a istebňanské vrstvy se v nich jaderně neuplatňují. Z toho, že naspodu vých. části godulského jádra se výrazněji uplatňuje tektonická denudace a jádro zůstává poměrně kompaktní, kdežto v záp. části je tektonická denudace naspodu jádra slabá a jádro je výrazněji uvnitř děleno, soudím, že tektonická denudace a rozpad jádra se při strukturním vývoji do určité míry navzájem zastupují: Je-li slabší rozpad jádra, je výraznější denudace a naopak. Při tom tektonická denudace naspodu jádra je primárním a trvalým průvodcem jeho strukturního vývoje, kdežto drobení jádra nastává jen ve vhodných obdobích a ve vhodných úsecích jádra. Je to např. prudké zvýšení tangenciálních tlaků (tektonické fáze) nebo místní zmenšení primární mocnosti jaderného elementu. Tuhost jádra stupňuje jeho strukturní kontrast proti obalu, brzdí však vnitřní stylový vývoj jádra. Vrt Staré Hamry 1A (obr. 1) dokazuje, že při mírném zvlnění roste v jádru význam diferenciálních posunů po vrstvách. Z nich největší vedou k tektonickým diskordancím, poněvadž vyšší posouvané vrstvy se disharmonicky vlní. Rozsáhlým projevem takové tektonické diskordance provázejícím smyk po vrstevní ploše jsou poruchy starohamerského typu. Jejich bazální plochou, na které asi končí i jejich zlomy, je zpravidla vrstevní plocha uvnitř svrchního oddílu godulských vrstev.

Strukturní jádro má spodní a svrchní sturukturní obal. Kde jádro zaniká, oba obaly splynou. U obalových příkrovů (Hüllendecke, nappe de couverture, cover nappe) povrchových (Z. Roth 1971), tj. u příkrovců, po nichž se již nesunul žádný vyšší příkrov, bývá svrchní strukturní obal vyvinut jen v proximální části jádra, tj. při kontaktu s vyšším příkrovem. Rozsah tohoto obalu pak naznačuje původní překrytí vyšším příkrovem. Obaly mají strukturní facii ohybově-zlomovou (Z. Roth 1971). Vyznačují je obalové (hnětené) styly, tj. styl šupinový a čočkový (Z. Roth 1965). Úseky, kde obaly na obvodu

jádra jsou tektonicky vyvlečeny, vyznačuje tektonický hiát. Tektonický hiát může také zastupovat část strukturního obalu.

Styl šupinový představuje místní tektonické nakupení obalu (tektonickou akumulaci) a opakování vrstevního sledu. Styl čočkový představuje tektonickou denudaci, vyznačenou tektonickými hiáty. Akumulační (šupinovitý) a denudační (čočkovitý) styl se v obalech dosti pravidelně střídají. Pásmo šupinové akumulace předpokládá proximálně ležící pásmo tektonické denudace obalu. Čelní pásmo svrchního obalu povrchového příkrovu představuje (ev. s vyšší porušenou částí jádra — např. soustava starohamerských poruch godulského příkrovu) šupinovitou oblast akumulační a směrem pod vyšší příkrov bude za ní nebo nad ní (v superposici) následovat čočkovité denudační pásmo s tektonickými hiáty. Poruchy starohamerské soustavy dokazují podobně jako godulský paleogén u Val. Meziříčí a Jablunkova, že předmagurský příkrov a magurská skupina tyto oblasti již nepřekročily. Mezi Turzovkou a Rožnovem p. R. jsou součástí šupinovitého obalu místy i istebňanské vrstvy. Paleogenní vrstvy v jejich nadloží budují vyšší, čočkovitou zónu.

Hlavním pokračováním zlomového pásma Zubří—Pindula je ve strukturním ohledu svazek zlomů směřující k obci Ostravice a k Raškovicům.

Geologické práce, Správy 57 | str. 155—160 | Bratislava | 1971

ALENA JURKOVÁ*

VÝVOJ BADENSKÉ ČELNÍ HLUBINY V MORAVSKÉ BRÁNĚ A NA OSTRAVSKU

(2 obr. v textu, německé résumé)

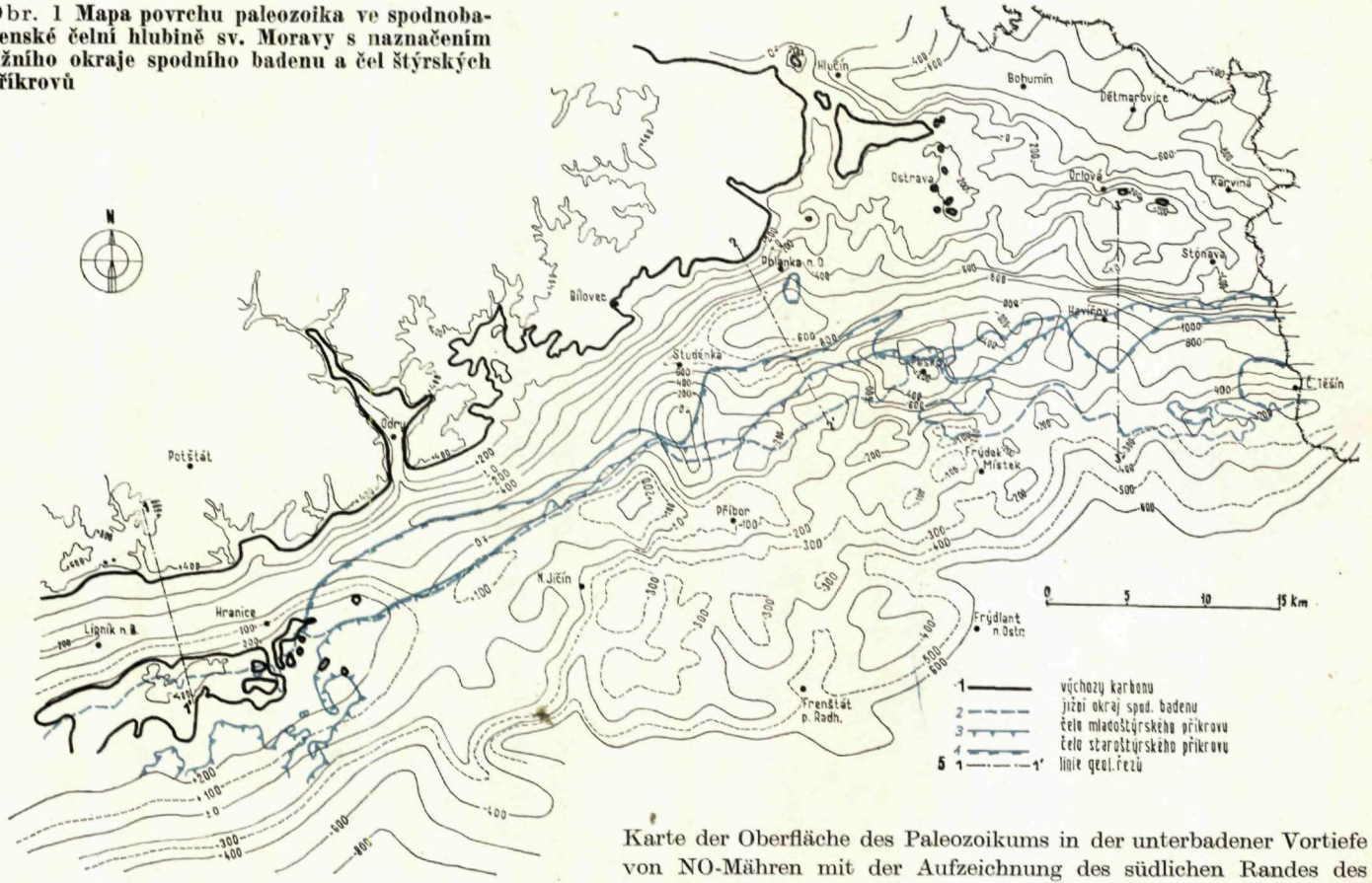
Moravská brána je geografický pojem, označující pásmo sníženin na rozhraní Českého masívu a karpatské soustavy mezi Přerovem a Ostravou a odpovídá geologicky ústřední části spodnobadenské čelní hlubiny. Jako morfologická brázda se jeví pouze mezi Lipníkem n. B. a Hranicemi, kde je také v geologické gen. mapě (list Olomouc, Z. Roth a kol. 1960) interpretována jako tektonický příkop mezi kulmem Nízkého Jeseníku na SZ a paleozoikem Maleníku na JV. Severovýchodně od Hranic zůstává jen omezení vůči Nízkému Jeseníku morfologicky výrazné, kdežto nezřetelné jihovýchodní omezení je umělé a je dáno denudačním okrajem mladoštýrských příkrovů, přesunutých přes spodní baden čelní hlubiny.

Vrtný průzkum posledních let, zaměřený na hydrogeologické a ložiskové problémy, umožnil sestavit poměrně konkrétní morfologickou mapu paleozoického podkladu čelní hlubiny v Moravské bráně a na Ostravsku (obr. 1) a přinesl také některé nečekané poznatky o její neoidní výplni, což umožnilo zpřesnit představu o tektonickém vývoji dané oblasti, považované dosud za tektonický prohyb či příkop spodnobadenského stáří.

Nápadným morfologickým rysem paleozoického podkladu je výrazná svahová asymetrie v celém úseku sv. od Hranic. Projevuje se dvojím způsobem: jednak v rozdílném sklonu svahů, jednak ve výškovém rozdílu protisvahů. Severozápadní svah (jesenický) má příkrý sklon, v prům. 25°, a je možno ho interpretovat ve shodě s I. Cichou—J. Paulíkem (1960) jako ohyb, vyvolaný zesíleným výzdvihem Českého masívu po ústupu spodnobadenské záplavy. Jihovýchodní svah ústřední deprese patří v celé délce čelní hlubiny slavkovsko-těšínskému paleozoickému hřbetu (M. Dlabač—E. Menčík 1964) a je podstatně mírnější — sklon v prům. 12°. O jeho povaze nemáme informací, pokud zde byly provrtávány vrstvy neproduktivního karbonu

* Geologický průzkum, n. p., Ostrava-Hrabová

Obr. 1 **Mapa povrchu paleozoika ve spodnobadenské čelní hlubině sv. Moravy s naznačením jižního okraje spodního badenu a čel štýrských příkrovů**



Karte der Oberfläche des Paleozoikums in der unterbadener Vortiefe von NO-Mähren mit der Aufzeichnung des südlichen Randes des unteren Badeniens und der Stirne der steirischen Decken.
Erläuterungen: 1-Vorkommnisse des Karbons; 2-Südrand des unteren Badeniens; 3-Stirn der jungsteirischen Decke; 4-Stirn der altsteirischen Decke; 5-Linien von geologischen Schnitten

v kulmském vývoji, postrádající korelačních obzorů. V oblasti produktivního karbonu hornoslezské pánve sv. od Studénky (průzkumné pole Příborsever a Paskov-západ, J. Blumenthal a kol. 1969, 1970) nebyly však vrtným průzkumem identifikovány v karbonu zlomy karpatského směru, které by byly v genetické souvislosti s morfologickými prvky paleozoického reliéfu.

Variské zlomy probíhají zde vesměs kose a příčně k morfologickým prvkům karpatského směru, jakými jsou slavkovsko-těšínský hřbet i ústřední deprese čelní hlubiny v Moravské bráně a bludovické vymytině.

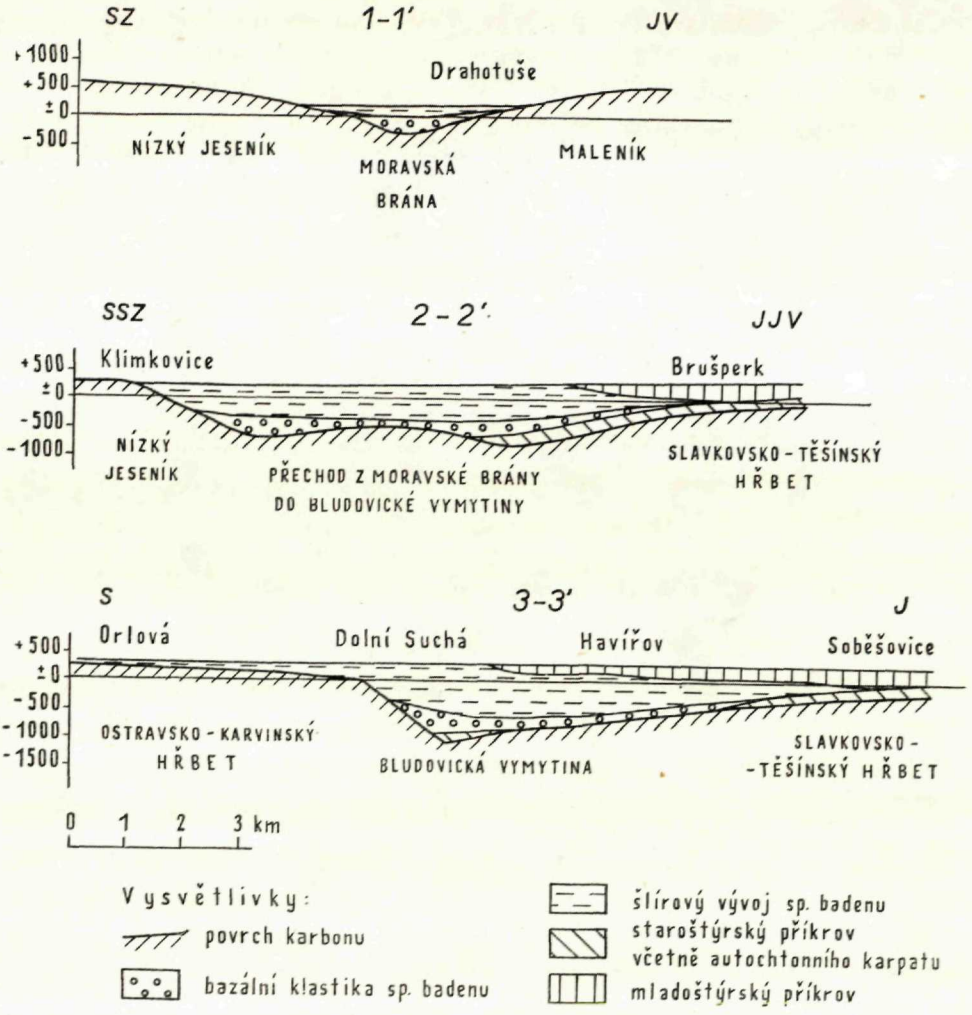
Pokud se týká výškového rozdílu mezi vrcholovými plošinami nízkojesenickými na jedné a vrcholovými partiemi slavkovsko-těšínského hřbetu na druhé straně, narůstá jeho hodnota ve směru od JZ k SV ze 150 m na příčném řezu v okolí Hranic na 250 m u Studénky a vzrůstá i dále k východu, kde pokračováním čelní hlubiny z Moravské brány je bludovická vymytina a pokračováním N. Jeseníku pohřbený ostravsko-karvinský hřbet, a to až na 350 m u Čes. Těšína (obr. 2.).

Zde je nutno hledat vysvětlení v příčných deformacích slavkovsko-těšínského hřbetu, které zčásti předcházely transgresi ianzendorfské série, jak bude osvětleno níže, zčásti snad pokračovaly i v průběhu dosunování mladoštýrských příkrovů na čelní hlubinu. Prvořadou příčinou deformací je mohutné vyklenutí osní části hřbetu ve kře Maleníku do výše +450. V okolí Černotína se hřbet prudce noří do hl. +250 m a více méně rovnoměrně klesá do úrovně +150 m v jižním okolí Studénky. Zde pozorujeme další nápadný pokles na úroveň —100 m a odtud k SV opět rovnoměrný pokles hřbetnice až do úrovně —150 m u Čes. Těšína.

V souvislosti se snižováním hřbetu se posunuje také jv. okraj spodnobadenského sedimentačního prostoru ze sz. svahu slavkovsko-těšínského hřbetu mezi Lipníkem a Studénkou nad jeho hřbetnici vých. od Studénky. Tímtéž směrem také narůstá délka mladoštýrského příkrovového přesunutí z několika set metrů mezi Bělotínem a Studénkou až na 6 km v okolí Čes. Těšína (viz obr. 1). Mladé vyklenutí Maleníku je potvrzeno výskyty miocenních vrstev, vyplňujících drobné reliéfové rýhy v kulmu poblíže vrcholové plošiny.

Také hloubka povrchu paleozoika v depresní části předhlubně je ovlivněna příčnými pohyby a odráží ve zmírněné podobě poměry na slavkovsko-těšínském hřbetu. V předpolí Maleníku leží dno deprese nejvýše, v úrovni kolem —150 m, pak klesá od Černotína k SV na —300 m a pozvolna se noří až do hl. —500 m u Studénky, kde dochází k dalšímu výraznějšímu prohloubení, s generálním spádem k SV a pak k V do bludovické vymytiny s nejnižší polohou — 1100 m při státní hranici sev. od Českého Těšína.

Obdobné, ale slabší je i snižování vrcholových plošin Nízkého Jeseníku ve



Obr. 2 Schematické příčné profily spodnobadenskou čelní hlubinou (seřazené od JZ k SV)
Abb. 2 Schematische Querschnitte der unterbadener Vortiefe Erläuterungen: 1 — Karbonoberfläche; 2 — Basalschotter des unteren Badenians; 3 — Schlierfazies des unteren Badenians; 4 — Altsteirische Flyschdecke einschließlich des autochtonen Karpatians; 5 — Jungsteirische Flyschdecke

směru od JZ k SV. Zatím nelze rozpoznat, zda příčné deformace jsou zlomového nebo flexurního charakteru.

Výplň ústřední deprese čelní hlubiny je převážnou většinou tvořena sedimenty spodního badenu, a to bazálními klastiky a pelitickým souvrstvím lanzendorfské série. U Bělotína na hlavním evropském rozvodí, dále v Polance

n. Odrou a Chotěbuzi u Čes. Těšína byl však v ústřední části předhlubně v podloží spodního badenu navrtán staroštýrský příkrov (svrchní křída a paleocén podslezské jednotky), přesunutý přes autochtonní starší miocén, litologicky identický s karpatem. Mocnost předbadenské výplně zde činí až 150 m. Ve svahu slavkovsko-těšínského hřbetu narůstá mocnost staroštýrského příkrovu v podloží spod. badenu jihovýchodním směrem až na několik set metrů. (viz obr. 2).

Z uvedeného je zřejmé, že sedimentační prostor spodnobadenské předhlubně se plně nekryje s morfologickou depresí povrchu karbonu, že měl charakter sníženiny již v době sedimentace karpatu jako okrajová část této starší předhlubně. Z rozložení a mocnosti předbadenské výplně lze dále soudit, že reliéf paleozoického i karpatského podkladu spodního badenu je převážně dílem eroze, vyvolané výzdvihy území před karpatem a zejména na rozhraní mezi karpatem a spodním badenem (po nasunutí staroštýrského příkrovu), a že tato oblast byla minimálně v průběhu středního miocénu tektonicky silně aktivní zónou, charakterizovanou intenzivními vertikálními pohyby, bez výraznějšího uplatnění podélné zlomové tektoniky.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATURA

[1] Blumenthal J. a kol., 1969: Výpočet zásob průzkumného pole Příbor-sever. Archív Geologického průzkumu, n. p. Ostrava. — [2] Blumenthal J. a kol., 1970: Výpočet zásob průzkumného pole Paskov-západ. Archív Geologického průzkumu, n. p. Ostrava. — [3] Cicha I. — Paulík J., 1960: Vysvětlivky ke geologické gen. mapě list Ostrava, neogén. Geofond, Praha. — [4] Dlabač M. — Menčík E., 1964: Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat. Rozpr. ČSAV, ř. mat.-přír. r. 74, seš. 1, Praha. — [5] Roth Z. a kol., 1960: Přehledná geologická mapa ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXIV Olomouc, Nakl. ČSAV, Praha.

ALENA JURKOVÁ

DIE ENTWICKLUNG DER BADENER VORTIEFE IM RAUM DER MÄHRISCHEN PFORTE UND GEBIET VON OSTRAVA (EINE REKONSTRUKTION AUF GRUND DES STUDIUMS DES BEGRABENEN PALÄOZOIKUMS UND DESSEN NEOIDEN DECKGEBIRGES)

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Die Mährische Pforte und ihre nordöstliche Fortsetzung im Raum von Ostrava, die sogenannte Bludovice-Auswaschung, repräsentieren den Haupttrog der karpatischen Vortiefe zur Zeit des unteren Badenians. Auf Grund neuerer Tiefbohrungen zeigt sich dieser Raum schon vor der Transgression des Karpatians als eine Niederung, die sich

diesen Charakter auch weiterhin beibehielt. Einen Beweis dafür stellen die bis 150 m mächtigen Denudationsreste der Karpatischen Serie mit der altsteirischen Decke im Hangenden in den tiefsten Teilen der badener Vortiefe dar. Die Entstehung dieser Niederung hängt also mit vorsteirischen epeirogenetischen Bewegungen zusammen. Die eigehendere morphologische Gliederung des paläozoischen Reliefs (Abb. 1) ist mit einer tiefreichenden Erosion verbunden, die durch eine intensive Hebung des karpatischen Vorlandes an der Wende des Karpatians und des Badenians hervorgerufen wurde. Die Wirkung der Erosion verminderte sich in Richtung auf die Stirn der altsteirischen Flyschdecke, sodass diese im zentralen Teil der badener Vortiefe der Erosion fast ganz zum Opfer fiel, am südlichen Rand der Vortiefe jedoch erhalten blieb. Ihre Mächtigkeit erreicht hier bis einige hundert Meter.

Bei der allgemein stärkeren Senkung am Anfang des unteren Badenians blieb die Höhenlage des Südrandes der neuen Vortiefe, d. h. des Slavkov—Těšín Rückens, relativ stabil. Über diesem Rücken im Hangenden der altsteirischen Decke verläuft die innere Grenze des badener Sedimentationsraumes. Im paläozoischen Untergrund kann man in diesem Bereich keinen Beweis für eine neue oder verjüngte Bruchtektonik erbringen. Fraglich bleibt der Charakter des Jeseníky-Randes der Vortiefe. Sein steiler Abfall kann als junge Abbiegung interpretiert werden.

Die Mährische Pforte hat den Charakter eines fast symmetrischen tektonischen Grabens nur zwischen dem Jeseníky-Gebirge und Maleník bei Lipník—Hranice. In nordöstlicher Fortsetzung besitzt das paläozoische Relief den Charakter einer ausgeprägt assymetrischen Senke mit steilem (25°) NW — und flacherem (12°) SO-Hang. Die Assymetrie äussert sich auch in den Höhenunterschieden zwischen dem Jeseníky Gebirge (NO-Rand) und dem Slavkov—Těšín Rücken (SO-Rand). Diese Unterschiede wachsen von 150 m im W bis auf 350 m im O an. (Abb. 2). Sie sind durch stufenartiges und teilweise allmähliches Absinken des erwähnten Rückens erklärbar. Dieses Absinken kann man auch in den anliegenden Teilen der Vortiefe verfolgen und es spiegelt sich auch im Bau des neoiden Deckgebirges wider. In der SW—NO Richtung verschiebt sich der Südrand des Sedimentationsraumes des unteren Badenians von dem NO-Hang des Slavkov—Těšín Rückens bis über die höchst liegenden Teile dieses Rückens und zugleich wächst auch die Deckenüberschiebung von ein paar hundert Meter bei Bělotín bis auf 6 km bei Český Těšín.

Preložil G. Weiss

Geologické práce, Správy 57 | str. 161—173 | Bratislava | 1972

II. ZLOMY

MICHAL MAHEĽ*

K ZLOMOVEJ TEKTONIKE ZÁPADNÝCH VNÚTORNÝCH KARPÁT

(nemecké resumé)

Abstract. No one segment of the Alpides is as much split tectonically and has such a variability in directions of faults (NE, NW, NNE, NNW, N—S, E—W) as the Inner West Carpathians. The faults are connected not only with the Tertiary basins but are also richly manifested in the structure of Cretaceous units. The consequence of their function in the Inner West Carpathians is a plenty of lithological-stratigraphical and tectonic units. Faults of various character and categories are also manifested in the Cretaceous structural plan; they are the bearers of some tectonic styles. The majority of more important faults have their older predecessor in the Early Alpine faults. Both groups of faults have their common foundation in the block structure of the Carpathian fundament. The nappe and fault tectonics do not exclude one another, as supposed formerly, but are in genetic connection, even relation.

1. Západné Karpaty, hlavne ich vnútorné pásmo, sa vyznačujú veľkým množstvom rôznorodých disjunktívnych porúch, i keď základné tektonické jednotky majú zväčša príkrovový charakter. Zlomy sú často nosné, štruktúrne, ale i štruktúrno-genetické elementy rôznych tektonických štýlov. Pozoruhodná je ich: a) smerová rozmanitosť so základnými systémami (párovými) SV, SZ; SSV, SSZ; S—J, V—Z pri vedúcej úlohe niektorého smeru v závislosti od priestorovej pozície a vývinového štádia (M. Maheľ 1969); b) náväznosť na regionálne zlomy, ktoré v rade prípadov presahujú rozsah západokarpatského segmentu; c) hlboký dosah niektorých zlomov až k magmatickým krbom; d) uplatnenie sa nielen v štruktúrne-morfologickom a v štruktúrnom sformovaní Západných Karpát, ale i v priebehu celého vývinu geosynklinálneho systému.

Žiaden zo segmentov alpíd nie je natoľko tektonicky rozbitý a nemá takú smerovú variabilitu ako Západné Karpaty. U väčšiny segmentov prevláda jeden pár zlomov. V Západných Karpatoch sú prinajmenej dva hlavné páry

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

zlomov. Je iste pozoruhodné, že v tom smere sa Západným Karpatom nevyrovná ani Balkán, pre ktorý je bloková stavba so zlomami vedúcim prvkom stavby. Rozbitosť Západných Karpát sa odráža vo veľkom rozsahu a vo veľkom počte panví, t. j. naložených neoalpínskych štruktúr, ale i v hojnosti a v pestrosti paleoalpínskych kriedových jednotiek. To všetko sa týka vnútorného pásma vnútorných Karpát. Vonkajšie pásmo — flyšové Karpaty — je v tom smere, hlavne pokiaľ ide o naložené štruktúry, jednotnejšie.

Pre posúdenie genetického významu zlomov v Západných Karpatoch je dôležité uviesť, že v priliehajúcom Maďarskom medzihorí majú základný význam pri rozložení pozdĺžnych staroalpínskych faciálno-tektonických zón i kriedových tektonických jednotiek zlomy sv. smeru. Taký priebeh majú línie starého založenia, ako je línia rábska a balatónska (L. Körössy 1964). V pohorí Szendrö je tento smer zjavný už v paleozoických štruktúrach, na východe sa však mení na smer Z—V. V mezozoiku Bücku možno zaznamenať štruktúry stočené zo smeru SV do smeru ZV (Gy. Wein 1969). Pri formovaní treťohorných panví sa však z pozdĺžnych smerov uplatnil i sv. smer a významnejšiu úlohu zohrali priečne SZ a Z—V smery. Toto porovnanie uvádzam preto, lebo vnútorné Karpaty najužšie nadväzujú na Maďarské medzihorie, ktoré je ich tektonickým zázemím. Pritom ide o oblasť, ktorá je slabo zasiahnutá alpínskym vrásnením a je bez výraznejších torzných pohybov.

2. Najzreteľnejšie a najčastejšie sú zlomy štruktúrne späté s najmladšími naloženými štruktúrami v mladých panvách. Veľký rozsah treťohorných kotlín vo vnútorných Karpatoch, hlavne však ich hojnosť a genetická i stratigrafická rôznorodosť — jeden zo základných špecifických znakov Západných Karpát — je v genetickej súvislosti so zlomovými systémami. V rozložení kotlín možno pozorovať určitú zákonitosť. Ich podiel smerom k juhu, k Maďarskému medzihoriu, sa zväčšuje. Tento jav zohral svoju úlohu hlavne v poslednom posttektonickom vývinovom štádiu pri všeobecnom poklese južnej časti vnútorných Karpát. Spoločné prvky vývoja, hlavne poklesy jednotlivých blokov, možno sledovať už od paleogénu. Vo vnútorných Karpatoch i v Maďarskom masíve sa vďaka aktivite zlomov vytvorili panvy štyroch vývinových štádií: povrchnokriedové, posávske, poštýrske a pomoldavské, a to časovo diferencované v jednotlivých častiach v závislosti od aktivity jednotlivých zlomových systémov.

2a) Kotliny vznikli v zónach oslabených uplatňovaním sa starých zlomov, a to: v synklinóriách rozložených popri systéme hlbinného zlomu (pribradlové panvy); v synklinóriách naložených na hlbokosiahajúce zlomy (hronské kotliny); v synklinoriálnej zóne rozloženej medzi hlbokosiahajúcimi zlomami (ipeľsko-rimavská panva); v oslabených zónach rozlámaných dvoma systémami križujúcich sa zlomov (viedenská panva,

vnútorné kotliny); v zónach rozlámaných tromi zlomovými systémami (východoslovenská panva).

Jedným z charakteristických znakov vnútorných Karpát je vznik včasných depresií až po kriedovom vrásnení. Prvé náznaky predstavujú vrchnokriedové, resp. paleocénne molasové sedimenty vrchnej kriedy, zachované vo zvyškoch najvýraznejších kriedových synklinórií — v hronskom a severogemeridnom synklinóriu. Výraznejšie sú však rozsiahle depresné štruktúry vyplnené centrálnokarpatským paleogénom. Štúdium prúdových prvkov (R. Marschalko 1968) poukazuje na to, že pri ich formovaní zohrali významnú úlohu zlomy. U väčšiny depresií priebeh batymetrických osí a priebeh maximálnej subsidencie sleduje kriedové štruktúry. Už v lutéte a v priabóne je zjavný poloblúkovitý charakter rozloženia panví, podmienený zlomami sv. a sz. smeru. Tieto dva smery sa uplatňovali v liptovskej kotline a zvlášť výrazne v Levočskom pohorí a v Šarišskej vrchovine (zlomy sv. smeru v strednom a vrchnom eocéne, zlomy sz. smeru vo vrchnom eocéne až spodnom oligocéne). Na križovaní týchto dvoch smerov severne od ohybu Spišsko-gemerského rudohoria sa vytvorila depresia s najväčšou akumuláciou flyšových sedimentov. Opísané flyšové paleogénne panvy sledujú zväčša pozdĺžne kriedové štruktúry. Výrazne priečny charakter má však panva brezniansk a s osou sledujúcou smer mytnianskeho zlomu (M. Maheľ 1969). Rozloženie paleogénu na Horehroní v hronskej kotline poukazuje na uplatnenie sa línií aj smeru V—Z. Koncom oligocénu vďaka subsidencii územia medzi balatónskou, rožňavskou a muránskou líniou (D. Vass—M. Marková—O. Fusán 1968) vznikla na rozhraní Maďarského masívu a vnútorných Karpát ipeľsko-rimavská panva. Popri zlomoch sv. smeru uplatnili sa pri jej formovaní a členení i synsedimentárne zlomy sz. smeru. Tento systém nadväzuje na zlomy starého založenia, ktoré presekávajú veporidy. Je to napr. lučenský a rimavský zlom (D. Vass—M. Marková—O. Fusán 1968) a mytniansky zlom prebiehajúci cez Nízke Tatry popri východnom okraji brezninskej kotliny až k Revúcej (M. Maheľ 1969). Prejavujú sa výrazne geofyzikálne ako deformácie magnetických a gravimetrických štruktúr. Zlomy smeru SSZ, ktoré rozčleňujú panvu na prepadliny a hrasti, sú mladšie.

V posávskom období sa sformovali panvy pri koncových častiach vnútorných Západných Karpát, a to na rozhraní s V. Alpami viedenská panva a pri v. okraji východoslovenská panva. Nielen polohou, ale i smermi svojich osí sú protinožcami v západokarpatskom oblúku.

Viedenská panva je riadená systémom sv. zlomov a dvojicou navzájom doplňujúcich sa priečnych resp. diagonálnych zlomov sz. a vz. smeru. Posledné dva smery sa výrazne prejavujú v podklade panvy ako elevačné a depresné elementy (priečne depresie senická a jablonická; elevácie lakšárska a rohož-

nícka — V. Špička 1971). Zlomy sv. a sz. smerov geneticky nadväzujú na systémy výrazne sa odrážajúce v pláne kriedových štruktúr Malých Karpát. Zvlášť pozoruhodná je analógia vzájomnej väzby sz. a vz. smeru pri utváraní kriedových a posávskych štruktúr. V súvislosti so ssv. smerom treba zdôrazniť, že i predneogénne tektonické jednotky najvýchodnejšej časti, ktoré sa približujú k Západným Karpatom, stáčajú sa zo sv. smeru do ssv. smeru. Zakotvenosť smeru v hlbokom podloží, a to už i v štruktúrnom kriedovom, ba i predkriedovom pláne dosvedčujú staré zlomy v predpolí V. Álp, ktoré usmerňujú vývoj jurských a kriedových sedimentačných trogov. Až v ďalšom vývinovom štádiu v mladšej poštýrskej panve sa uplatnili smery SSV, ktoré majú rozhodujúci význam v dnešnom obmedzení a členení panvy. Tieto zlomy majú však podradný vplyv na reliéf podložia panvy; považujeme ich za mladé zlomy. Niektoré štruktúrne prvky (šaštínsko-gajarská elevácia, malacko-kovalovská depresia) v dnešnej podobe vznikli však až za intrapliocénnych pohybov (panónsky je vznik a funkcia šaštínskeho, jakubovského, studenského, lábskeho zlomu).

Pri posudzovaní smerových systémov zlomov i s ohľadom na priliehajúce pohoria nemožno ani smer SSV považovať za celkom mladý, za novotvar. V tomto smere sa uskutočnil i prešmyk mezozoika zo západnej strany bukovskej synklinály, vyplnenej centrálnokarpatským paleogénom a sledujúci smer jej osi. Celkom logicky sa mu pripisuje vznik počas sávskeho vrásnenia. Smer SSV sa často vyskytuje v západnej časti vnútorných Karpát, v štruktúrach budovaných centrálnokarpatským paleogénom napr. v Strážovskej hornatine (synklinála priečensko-hričovská, domanižsko-brezovsko-žilinská, rajecká) a v sprevádzajúcich prešmykoch vnútornej vergencie (M. Maheľ et al. 1962).

Pri utváraní východoslovenskej panvy v posávskom období (spodný burdigal) sa uplatňoval hlavne smer SZ—JV, čiastočne i smer SV. Zlomy týchto dvoch smerov sa odrážajú i v tiažovom poli. Zlomy sz.—jv. smeru rozčleňujú východoslovenskú panvu na základné jednotky, pozdĺžne prepadliny a hrasti. Sú paralelné s priebehom bradlového pásma, ohraničeného pri južnom okraji sústavou strmých zlomov. Do tohto štruktúrneho systému zapadá i humensko-užhorodská hrasť oddelená zlomami-zo severu humensko-sobraneckým, severne od neho je rozložená miocénna choňkovská depresia), z juhu krivoštiansko-sejkovským, ohraničujúcim strážansko-závadskú depresiu. Uprostred panvy patrí k tomuto pozdĺžnemu systému i zlom močaranský. Podľa R. Marschalka—P. Grossa (1968) zlomy tohto smeru sz. od Prešova vznikali už počas paleogénu; pohyby na nich sa však uplatňovali i neskôr počas staroštýrskej, mladoštýrskej i moldavskej fázy v niektorých aj v attickej fáze. Smerový systém sz.—jv. smeru je vedúcim systémom

stavby nielen štruktúr východoslovenskej panvy, ale i štruktúr starších jednotiek tejto najzápadnejšej časti Východných Karpát. V spomínanej humenskej hrasti majú tento smer osi kriedových štruktúr humenského mezozoika i tektonické línie, ktoré oddeľujú šupiny jednotlivé. Tento smer sleduje i hlbinný zlom oddeľujúci Karpaty od Maďarského masívu. I ďalší zlomový systém sv. smeru, ktorý sa aktívne podieľal na formovaní panvy v neogéne, je starého založenia (B. Lešku—J. Slávik 1969) a nadväzuje na balatónsku líniu. V druhej etape vývoja poštýrskej panvy (koncom tortónu) sa vedľa vyššie uvedených smerov uplatnili i smery S—J. Tie však nenarušujú hlbší podklad (zlomy albinovský, dvoriansky, parchoviansky) a zanikajú už v bazálnej časti vysladeného tortónu. Naopak však v košickej kotline sj. zlomový systém, geneticky zviazaný s hornádskym zlomom, má staré založenie.

Okrem vyšších štruktúrnych etáží viedenskej, východoslovenskej a ipeľsko-rimavskej panvy v poštýrskej etape sa sformovali v Západných Karpatoch vnútorné kotliny. I pri ich vytvorení zohrali dôležitú funkciu zlomy smerov SV a SZ. Tieto zlomy, ako ukazujú štúdiá reliéfu podložia v areáli slovenského vulkanického stredohoria, zasahujú do hlbšieho podložia a ohraničujú jeho hlavné štruktúrne prvky. Zlomy smeru SZ obmedzujú santovsko-túrovský chrbát, obyckú rázsochu, severovýchodný okraj Tribča, severovýchodný a severozápadný okraj hodrušsko-vyhnianskeho ostrova, klenbohrast Žiaru, severozápadnú časť lieskovsko-malachovského chrbta. Zlomový systém smeru SZ a ZSZ nielenže zasahuje do hlbokého podložia neogénnych panví, ale nadväzuje i na zlomy presekávajúce priliehajúce jadrové pohoria, ktoré sa výrazne uplatnili v kriedovom štruktúrnom pláne vnútorných Karpát. Zvlášť intenzívne sa zlomy prejavujú v sz. smere pri okraji poštýrskych panví trenčskej a žiarskej kotliny pri sz. okraji hornonitrianskej kotliny a podmieňujú vznik týchto panví. V centrálnej časti vnútorných Karpát prejavil sa systém zlomov zv. smeru, a to pri s. okraji Javoria a pri s. okraji Štiavnického pohoria; podmienili vznik bacúrovskej kotliny (S. Ďuratný et al. 1965, O. Fusán l. c.). Významná úloha však pripadá smerom S—J a s nimi združeným SSZ, čiastočne i SSV. I v tejto skupine sú niektoré zlomy staršieho založenia. Týka sa to hlavne zázrivsko-revúckeho systému, ale i považského zlomu (pri západnom okraji Inovca) a zlomov obmedzujúcich hornonitriansku kotlinu (malomagurský zlom): južné pokračovanie zázrivsko-revúckeho systému, známe i ako revúcko-budapeštiansky systém, sa rozvetvuje na tri zlomy.

Najmladšia z veľkých panví je podunajská panva, ktorá vznikla v poatickom štádiu synklinoriálnym prehnutím na rozhraní vnútorných Karpát a Maďarského masívu. Podobne ako analogická, s ňou súvisiaca panva Alföldu, i táto je poligénnym útvarom a zjednducuje časti viacerých starších panví: na JV časť predsávskej ipeľsko-rimavskej panvy, na západe časť

posávskej viedenskej panvy, na severe časť poštýrskej panvy. Len južná časť je pliocénnym panvovým novotvarom. Panva je rozlámaná systémom zlomov, prepadlín a hrastí. V jv. časti prevládajú zlomy sz. smeru, prejavujúce sa už v pôvodnej paleogénnej panve. Inde bol tento systém zlomov zvlášť aktívny koncom pliocénu a v kvartéri. V poštýrskej časti panvy sa zvlášť výrazne prejavovali synsedimentárne zlomy sv. a ssv. smeru. Pri vzniku podunajskej panvy podľa T. Budaya (1961) významnú úlohu zohrala hlbokosiahajúca ludinská (ölvedská linia) sz. smeru, ktorá na Z nadväzuje na hlucké zlomy, prejavujúce sa v kriedovej stavbe. Nemenej významnú úlohu má hurbanovská línia smeru Z—V, ktorá podľa O. Fusána (1970) oddeľuje vnútorné Karpaty od Maďarského masívu.

Štruktúrny charakter treťohorných zlomov je jednoduchý. Zväčša ide o pozdĺžne poklesy priečne i diagonálne rozčleňujúce panvy na prepadliny a hrasti. Staršie, najmä posávske zlomy, majú častejšie prešmykový charakter, hlavne na rozhraní panví a ich staršieho okraja.

2b) Vďaka hĺbkovému dosahu zlomov a ich prekríženiu v Západných Karpatoch sa bohato vyskytujú produkty subsekventného vulkanizmu, a to nielen v hraničnom priestore (Štúrovské kopce, Cserhat, Matra, Bück, Tokajské hory) na styku s blokom Maďarského medzihoria, resp. na rozhraní regionálnych blokov v blízkosti medzihoria (Vihorlat), ale i hlboko uprostred alpínskeho systému v Slovenskom stredohorí. Vedúca úloha pri utváraní vulkanických centier sa pripisuje v Slovenskom stredohorí regionálnym líniám sv. smeru v priestoroch ich križovania s líniami sz. smeru (V. Konečný —J. Slávik, l. c.). Zvádzajú k tomu pomery zistené v Krupinskej vrchovine (väzba na muránsku líniu), v Javorí (na pohorelskú líniu) i v Štiavnickom pohorí, kde sú prvé etapy výľavov viazané na línie sv. smeru a až neskoršie na línie sj. smeru. Zaujímavá je však priestorová väzba mladého vulkanizmu na oblasť značného poklesu centrálnej časti vnútorných Karpát pozdĺž línií sz. smeru i pozdĺž línií sj. smeru. Stredoslovenské vulkanity patria (rovnako ako oblasť Prešovských hôr) k priestorom najväčšieho nahustenia zlomov sj. smeru, a to i veľmi výrazných zlomov s predpokladom hĺbkového dosahu. Kým pre niektoré iné segmenty alpíd sú charakteristické pozdĺžne prelomové pásma, geneticky zviazané s vulkanitmi (Timócka zóna v Južných Karpatoch, zóna synklinórií v Stredohorí na Balkáne), pre Západné Karpaty je charakteristická prelomová zóna priečne geneticky zviazaná s tvorbou priečnych vnútorných depresií. Tento intrablokový charakter subsekventného vulkanizmu považujeme za jeden zo špecifických znakov Západných Karpát, ktorý súvisí s prekrývaním dvoch párových zlomových systémov: páru SV—SZ s párom SJ—VZ.

3. Zlomy sa bohato uplatňujú v stavbe kriedových jednotiek, i keď sú morfotektonicky podstatne menej výrazné, a to všetky základné systémy, menej smery SSZ a SSV. Tie totiž možno považovať za povrchový prejav výslednice vzájomného uplatňovania sa hĺbkových poklesov pozdĺž zlomov S—J a SZ resp. SV. Hojnejšie sú zlomy smeru ZSZ, ktoré sú výslednicou pôsobenia blízko seba rozložených zlomov smeru SZ a VZ. Dominantnú úlohu v pozdĺžnych štruktúrach podstatnej časti Západných Karpát hrá smer SV (možno hovoriť o západokarpatskom smere) a na neho kolmý priečny sz. smer. Vo východnej časti Západných Karpát sz. smer (východokarpatský) je smerom pozdĺžnym a sv. smer smerom priečnym.

Významne sa v stavbe uplatnil i smer V—Z ako pozdĺžny (východoalpský smer), hlavne v oblasti Vysokých Tatier, čiastočne i v Nízkych Tatrách, a smer S—J ako priečny. Ukazuje sa, že ide o smery starého založenia, zakotvené už v predalpínskej stavbe. Početné sú zlomy lokálneho významu v mezozoických komplexoch v smere ZSZ a SZS, diagonálne k pozdĺžnym zlomom. Dôsledkom funkcie zlomov je v Západných Karpatoch veľa stratigraficko-faciálnych i tektonických jednotiek. Pre stratigraficko-faciálne jednotky je charakteristické značné paleogeografické rozpätie a veľká nahustenosť antagonistických fácií, viac ako v ktoromkoľvek inom segmente alpíd. Vyskytuje sa tu až päť paleogeografických typov permu, od dinaridného typu až po priplatformný, s rozdielnym typom vulkanizmu v susedných zónach (kremitý porfýr-melafýr); hojný podiel jurských fácií prahových a vedľa nich priehlbeninových; často pozorujeme veľké zmeny v mocnosti i stratigraficko-faciálnom obsahu v susedných čiastkových štruktúrach i kryhách tej istej tektonickej jednotky; to všetko svedčí o významnej úlohe pozdĺžnych i priečnych zlomov v priebehu vývinu alpínskej geosynklinály. V štruktúrnom pláne kriedových tektonických jednotiek sa zlomy uplatňujú rozdielne. Uvedieme niekoľko príkladov:

— Prešmyky i poklesy rozčleňujúce bloky a pozdĺžne kryhy odlišnej stavby, odlišnej materiálnej náplne i tektonického štýlu (napr. rožňavská línia, pásmo zlomov pri j. okraji Nízkych Tatier).

— Šupinovité pásma, miestami prešmyky, sledujúce rozhranie synklinórií a antiklinórií (napr. pásmo prešmykov pri j. okraji severogemeridného synklinória).

— Pásmo anomálnych štruktúr s bradlovitým tektonickým štýlom (považanský zlom, okraje bradlového pásma) príp. s vulkanitmi (rožňavská línia).

— Spätné prešmyky oddeľujúce kryhy odlišnej litologicko-stratigrafickej náplne (vernársky zlom, tomašovský zlom).

— Vrásové spätné prešmyky; oddeľujú jednotlivé intenzívne prevrásnené

komplexy — „digitácie" tej istej jednotky (napr. v krížňanskom príkrove v Strážovskej hornatine); rozčleňujú mierne zvrásnené komplexy na osobitné kryhy (Slovenský kras).

— Prešmyky rozčleňujúce materiálovo heterogénny komplex na mohutné kryhy a šupiny, využívajúc plochy materiálovej diskontinutity (napr. prešmyk Jedľovca, prešmyky vo veporskom kryštaliniku).

— Prešmyky, poklesy, pozdĺžne posuny a plochy voľného pohybu pri formovaní čiastkových štruktúr bradlového a šošovkovitého štýlu.

— Priečne zlomy oddeľujúce kryhy odlišnej stavby, hlavne odlišného tektonického štýlu, resp. s rôznym počtom čiastkových jednotiek (zvlášť výrazne v Malých Karpatoch, ale i v Strážovskej hornatine).

— Úzke pásma anomálnej stavby prebiehajúce priečne, šošovkovité pásma, úzke prevrátené, resp. vztýčené priečne antiklinály (napr. doprovod zázrivsko-revúckej zlomovej sústavy v doline Váhu).

— Priečne posuny s rôznym počtom štruktúr a s rôznym stupňom deformácie príkrovových jednotiek (vznikli zrejme počas presunu a majú smer zhruha súbežný so smerom pohybu (napr. štítnický zlom).

— Diagonálne zlomy s ostrým uhlom k smeru pohybu, ktoré vznikli ako dôsledok vyrovnania tlakov pri konečných štádiách vrásnenia (sú hojné v príkrovových jednotkách, napr. v Strážovskej hornatine).

4. Paleoalpínske (kriedové) staršie zlomy a neoalpínske zlomy (neogénne) predstavujú samostatné skupiny. Väčšina dôležitých mladých zlomov má však svojho staršieho predchodcu v staroalpínskom a mladoalpínskom štruktúrnom pláne, obidve skupiny majú spoločný základ v blokovej stavbe karpatského fundamentu. Pravda, stupeň rozbitosti sa vývojom zväčšuje, a to narastaním počtu zlomov nehlbokého založenia, ale i prehlbovaním sa niektorých starších zlomov.

Ku každej z uvedenej skupiny zlomov sa viaže rozsiahla problematika. Pristupujú otázky objasnenia úlohy zlomov pri zakladaní karpatskej geosynklinály, ich funkcia pri rôznorodosti vulkanizmu (napr. v perme kremité porfýry — melafýry), funkcia pri vzniku pestrosti fácií a celých sérií, funkcia pri utváraní tektonických štýlov.

Osobitné problémy sú zviazané s hlbinnými zlomami, ktorých máme v Západných Karpatoch niekoľko typov (peripienidný lineament, rožňavská línia, margecianska línia, čertovická línia); sú to problémy posunov (štítnický zlom); problém vzťahu zlomov k príkrovovým líniám (otázky okolo čertovickej a lubenickej línie); problémy tzv. juhovergentných prešmykov, ich význam v stavbe a vzťahu k severovergentným štruktúram i problémy okolo veku ich vzniku (niektoré fakty naznačujú ich vznik v 2—3 periódach); problémy vzťahu zlomov k oblúkovitej stavbe; problémy náväznosti staro-

alpínskych a mladoalpínskych zlomov; problém náväznosti na zlomy mimokarpatské; problémy regmatickej siete atď.

Donedávna sa príkrovová a zlomová tektonika ponímala oddelene v priestore i v čase. V oblastiach, kde boli príkrovy, zabúdalo sa na zlomy starého založenia a naopak. V orogénoch sa príkrovy spájali s obdobiami vrásnenia, vznik zlomov s obdobiami posttektonickými, prípadne neskorotektonickými. V posledných rokoch nastal v tomto smere očividný obrat. Dve tektoniky, ktoré sa zdanlivo vylučujú, dostávajú sa do štádia vzájomnej genetickej väzby, ba dokonca podmienenosti.

LITERATÚRA

[1] Buday, T. 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken. Geol. práce, Zoš. 50, Bratislava. — [2] Ďuratný, S. — Fusán, O. — Kuthan, M. — Plančár, J. — Zbořil, L. 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplex der Westkarpaten durch geophysikalische Metoden. Geol. práce, Správy 36. Bratislava. — [4] Fusán, O. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborník geol. vied Západné Karpaty 15. Bratislava. — [4] Körössy, L. 1964: Tectonic of the basin area of Hungary. Acta geologica VIII 1—4, Budapest. — [5] Leško, B. — Slávik, J. 1969: Tektonika vihorlatskej oblasti. Geol. práce, Správy 47. Bratislava. — [6] Maheľ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. práce, Správy 47, Bratislava. — [7] Maheľ, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geolog. mape ČSSR 1 : 200 000 list Žilina. Bratislava. — [8] Maheľ, M. et al. 1967. Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty I. Praha. — [9] Marschalko, R. 1968: Facies distributions paleocurents and paleotectonicts of the paleogene Flysch of Central West-Carpathians. Gel. sborník — Geologica carpatica XIX/1. Bratislava. — [10] Marschalko, R. — Gross, P. 1968: Identifizierung der Bruchtektonik im östlichen Zentralkarpatischen Paleogen. Geol. práce, Správy 44—45. Bratislava. — [11] Slávik, J. — Konečný, S.: Vzťahy tektoniky a subsekventného vulkanizmu Západných Karpát. Vysvetlivky k tektonickej mape KBA — rukopis. — [12] Špička, V. 1971: Neogenní vývoj reliéfu centrálne-karpatského podloží v jv. úseku Vídenské pánve. Zborník geol. vied. Západné Karpaty 14. Bratislava. — [13] Vass, D. 1969: Zlomy Ipeľskej kotliny. Geol. práce, Správy 47. Bratislava. — [14] Vass, D. — Marková, M. — Fusán, O. 1968: Dependance of the development of Tertiary basins in the inner side of the West-Carpathian Arch upon the strukture of the substratum. Geol. práce, Správy 44—45. Bratislava. — [15] Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the neogene-covered area of Hungary. Acta geol. Acad. Sc. Hungaricae T 13. Budapest.

MICHAL MAHEL

ZUR BRUCHTEKTONIK DER INNEREN WESTKARPATEN

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

Bis vor kurzem wurden die Decken — und Bruchtektonik in Raum und Zeit getrennt aufgefasst. In Gebieten, wo Decken waren, wurden die Brüche alter Anlegung unbemerkt gelassen und umgekehrt. In den Orogenen wurden die Decken mit den Faltungs-Perioden, die Entstehung der Brüche mit den posttektonischen, event. spättektonischen Perioden in Verbindung gesetzt. Schon im Verlaufe der Zusammenstellung der tektonischen KBA- Karte kam es zu einer bemerkbaren Wendung in dieser Hinsicht. Zwei sich scheinbar ausschliessende Arten von Tektonik nähern sich einer gegenseitigen genetischen Verbindung, sogar auch Bedingtheit.

1. Die Westkarpaten, hauptsächlich ihre inneren Zonen, sind durch eine grosse Anzahl und Verschiedenheit von disjunktiven Störungen gekennzeichnet, auch wenn die grundlegenden tektonischen Einheiten meistens einen Decken-Charakter aufweisen. Die Brüche sind oftmals die tragenden, strukturellen, aber auch strukturell-genetischen Elemente der verschiedenen tektonischen Stile. Bemerkenswert ist bei ihnen:

a) die Verschiedenheit der Richtungen mit den grundlegenden (paarweisen) Systemen NO, NW; N—S, O—W bei der leitenden Rolle irgendwelcher Richtung in Abhängigkeit von der Raum-Position und des Entwicklungsstadiums; b) Anknüpfung an die regionalen Brüche, welche in einer Reihe von Fällen über die Ausdehnung des Westkarpaten-Segmentes hinausreichen; c) der Tiefen-Bereich einiger Brüche; d) Die Äusserung nicht nur während der strukturell-morphologischen und strukturellen Formierung der Westkarpaten, sondern auch im Verlaufe der ganzen Entwicklung des geosynklinalen Systemes.

Die Zersplitterung der Westkarpaten widerspiegelts ich, wie wir im nächsten sehen werden, im grossen Umfang, aber hauptsächlich in der Anzahl von Becken, d. h. aufgelagerten Strukturen, aber auch in der Häufigkeit und Buntheit der kretazischen Einheiten. Das alles bezieht sich auf die innere Zone; die äussere ist in dieser Hinsicht, hauptsächlich was die aufgelagerten Strukturen anbelangt, einheitlicher.

2. Die meist ausgeprägten aber auch häufigsten sind jene Brüche, welche mit den jüngsten aufgelagerten Strukturen, den jungen Becken strukturell verbunden sind. Der grosse Umfang, welchen die tertiären Talkessel resp. Becken in den Inneren Karpaten einnehmen, hauptsächlich aber ihre Häufigkeit und genetische sowie auch stratigraphische Verschiedenheit—eines der grundlegenden spezifischen Merkmale der Westkarpaten — stehen in genetischem Zusammenhang mit den Bruch-Systemen.

In der Verteilung der Becken kann eine bestimmte Gesetzlichkeit beobachtet werden, die Zunahme ihres Anteiles in südlicher Richtung zum Ungarischen Zwischengebirge. Das spielte ganz klar seine Rolle während des letzten Entwicklungsstadiums, des posttektonischen, in seiner allgemeinen Senkung. Ein gewisser Einfluss, die Wiederspiegelung der tektonischen Senkungs-Blöcke, zuerst in Mosaik-Form kann schon seit dem Paleogen verfolgt werden.

Dank des Tiefen-Bereiches der Brüche von verschiedenen Richtungs-Systemen und ihrer Kreuzung besteht auch eine Häufigkeit der Produkte des subsequenten Vulkanismus in den Westkarpaten und zwar nicht nur im Grenzbereich an der Berührung mit dem Block des Ungarischen Zwischengebirges, resp. an der Grenze von regionalen Blöcken (nahe des Zwischengebirges ist der Vihorlat), aber auch tief inmitten des alpinen Systems (Slowakisches Mittelgebirge). Dieser Intrablock-Typ des subsequenten Vulkanismus ist als weiteres spezifisches Merkmal der Westkarpaten zu betrachten — auch er steht mit dem Charakter der Bruch-Tektonik im Zusammenhang.

3. Häufig, wenn auch weniger ausgeprägt in morphotektonischer Sicht, äusseren sich auch die Brüche im Bau der kretazischen Einheiten und zwar alle grundlegenden Systeme, vielleicht mit geringerer Äusserung der NNW Richtung. Eine dominierende Rolle spielt die NO Richtung (man kann über die westkarpatische sprechen) in den längsgerichteten Strukturen und die zu ihr senkrechte NW Richtung als quergerichtete; im östlichen Teil die NW Richtung (ostkarpatische) als längsgerichtete und die NO Richtung als quergerichtete. In bedeutender Weise machte sich im Bau auch die O—W Richtung geltend als längsgerichtete (ostalpine Richtung) hauptsächlich im Gebiet der Hohen Tatra, teilweise auch der Niederen Tatra und die N—S Richtung als quergerichtete. Wie es sich zeigt, handelt es sich um Richtungen alter Anlegung, verankert schon im voralpinen Bau. Sehr häufig, meistens als Brüche von lokaler Bedeutung sind in den mesozoischen Komplexen Brüche von WNW und NWN Richtung, diagonal zu den längsgerichteten Richtungen verlaufend.

Als Folge der Funktion der Brüche besteht in den Westkarpaten eine Häufigkeit von stratigraphisch-faziellen und tektonischen Einheiten. Für die ersteren ist eine beträchtliche paleogeographische Spannweite, eine Anhäufung von oftmals antagonistischen Fazies wie in keinem anderen Segment der Alpiden charakteristisch. Bis fünf paleogeographische Typen des Perms und der Trias von dinaridem Type bis zum plattformnahen mit verschiedenem Type des Vulkanismus in benachbarten Zonen (Quarzporphyr-Melaphyr), der häufige Anteil von jurassischen Schwellen-Fazies und neben ihnen von Tiefenbecken-Fazies; häufige grosse Änderungen der Mächtigkeit und des stratigraphisch-faziellen Inhaltes bei benachbarten Teil-Strukturen und

Schollen derselben tektonischen Einheit. Das alles weist auf die bedeutende Rolle der längs-und auch quergerichteten Brüche im Laufe der Entwicklung der alpinen Geosynklinale.

Im strukturellen Plan der kretazischen tektonischen Einheiten machen sich die Brüche in verschiedener Weise geltend. Wir erwähnen einige Beispiele: — Aufschiebungen aber auch Verwerfungen, welche Blöcke und längsgerichtete Schollen von verschiedenem Bau, mit verschiedenem Material-Inhalt und tektonischem Stil zergliedern (z. B. die Rožňava-Linie die Zone von Brüchen beim Südrande der Niederen Tatra).

— Als Schuppenzone, stellenweise Aufschiebungen, der Grenze zwischen Synklinorien und Antiklinorien folgend (z. B. die Zone von Aufschiebungen beim Südrande des nordgemeriden Synklinoriums).

— Als Zone von anomalen Strukturen, oftmals mit klippenartigem tektonischen Stil (Inovec — Bruch, Ränder der Klippenzone, eventuell mit Vulkaniten (Rožňava — Linie).

— Rück-Aufschiebungen, welche Schollen mit verschiedenem lithologisch-stratigraphischen Inhalt trennen (Vernár-Bruch, Tomašov Bruch).

— Als Falten — Rückaufschiebungen; die einzelnen intensiv umgefalteten Komplexe — „Digitationen" derselben Einheit abtrennend (z. B. in der Krížna-Decke im Strážov-Gebirge); sie gliedern die mässig gefalteten Komplexe in getrennte Schollen (Slowakischer Karst).

— Als Aufschiebungen, welche einen dem Materiale nach heterogenen Komplex in eine Reihe von mächtigen Schollen und Schuppen gliedern, die Flächen der Material-Diskontinuität benützend (z. B. die Aufschiebung des Jedľovec, Aufschiebungen im Vepor-Kristallin).

— Als Aufschiebungen, Verwerfungen und längsgerichtete Verschiebungen und Flächen freier Bewegung bei der Formierung von Teil-Strukturen mit Klippen — und linsenartigem Stil.

— Als quergerichtete Brüche, welche Schollen von verschiedenem Bau, hauptsächlich von verschiedenem tektonischen Stil, resp. mit verschiedener Anzahl von Teil-Einheiten abtrennen (besonders ausgeprägt in den Kleinen Karpaten aber auch im Strážov-Gebirge).

— Querlaufende schmale Zonen mit anomalem Bau, linsenförmige Zonen, schmal umgekippt, resp. aufgerichtete quergerichtete Antiklinalen (z. B. das Zázrivá—Revúca-Bruchsystem begleitend im Waagtal).

— Als quergerichtete Verschiebungen mit verschiedener Anzahl von Strukturen und verschiedenem Grad der Deformation von Becken — Einheiten (sie entstanden offensichtlich während der Überschiebung und haben eine ungefähr mit der Bewegungsrichtung parallele Richtung (z. B. Štítnik-Bruch).

— Als diagonale Brüche mit scharfem Winkel in der Bewegungsrichtung, entstanden als Folge des Druck-Ausgleichs während der letzten Stadien der Faltung. (Sie sind häufig in den Decken-Einheiten, z. B. im Strážov-Gebirge).

4. Die palaeoalpinen (kretazischen) und älteren Brüche einerseits und die neoalpinen (neogenen) Brüche anderseits stellen selbständige Gruppen vor. Die Mehrzahl der jungen Brüche hat aber seinen älteren Vorgänger. Unbeachtet der beträchtlichen Unterschiede im Charakter der Brüche und in der Position im alt- und jungalpinen Strukturplan, haben beide Gruppen von Brüchen eine gemeinsame Grundlage im Block-Bau des karpatischen Fundamentes. Der Grad der Zerspaltung wird ja mit der Entwicklung grösser und zwar durch das Anwachsen der Anzahl von Brüchen von untiefer Anlegung aber auch mit der Vertiefung einiger älteren Brüche.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 57 | str. 175—188 | Bratislava | 1971

JAROSLAV ZEMAN*

NĚKTERÉ ASPEKTY GENETICKÉ KLASIFIKACE HLUBINNÝCH ZLOMŮ V ČESKÉM MASÍVU

(2 obr. v textu, německé résumé)

Abstract. The author presents criteria for the distinguishing of deep-seated faults — endogene processes. Basing upon the criteria determined, the author deals with the open questions concerning faults in the Bohemian massif (the Labe deep-seated fault), and considers the faults from the view of their structural characteristics and their function.

Existenci hlubinných zlomů prokazovali nejdříve zahraniční geologové syntetizující tektonické poznatky z geologické stavby Evropy. Proto se jejich pozornost soustředila jen na geologicky velmi markantní struktury velkého rozsahu (H. Cloos, H. Stille, I. I. Čebaněnko aj.). Metalogenetické studie přinesly další doklady o hlubinných zlomech v Českém masívu a jeho okolí. V těchto strukturách se začal spatřovat i jeden z prospekčních faktorů. V tomto ohledu jsou cenné práce N. Vondrové (1963), J. Chrta a kol. (1966). Z geotektonického hlediska se hlubinnými zlomy zabývali M. Máška a V. Zoubek (1960), V. Škvor (1966), J. Jaroš a Z. Mísař (1967), V. Škvor a J. Zeman (1969), P. Röhlich a N. Šťovíčková (1968) a J. Zeman (1970).

V průběhu posledních let se koncepce hlubinných zlomů a blokové stavby stále více prokazuje přímo i nepřímo z geologických a geofyzikálních výzkumů. Přitom však se polarizují dva názorové přístupy k celému problému: jeden vychází ze světových poznatků o lineamentech a pro naši oblast redukuje počet hlubinných zlomů jen na minimum prokázaných struktur planetární povahy, kdežto druhý přístup se snaží prokazovat hlubinné zlomy i podle několika, třeba málo typických znaků. V tomto případě se rozrůstá počet zlomů do husté sítě.

Vzhledem k tomu, že pojem hlubinný zlom má geotektonickou a tektonomechanickou náplň a navozuje spíše fixistické pojetí v geotektonice, je třeba

* Český geologický úřad, Lazarská 7, Praha

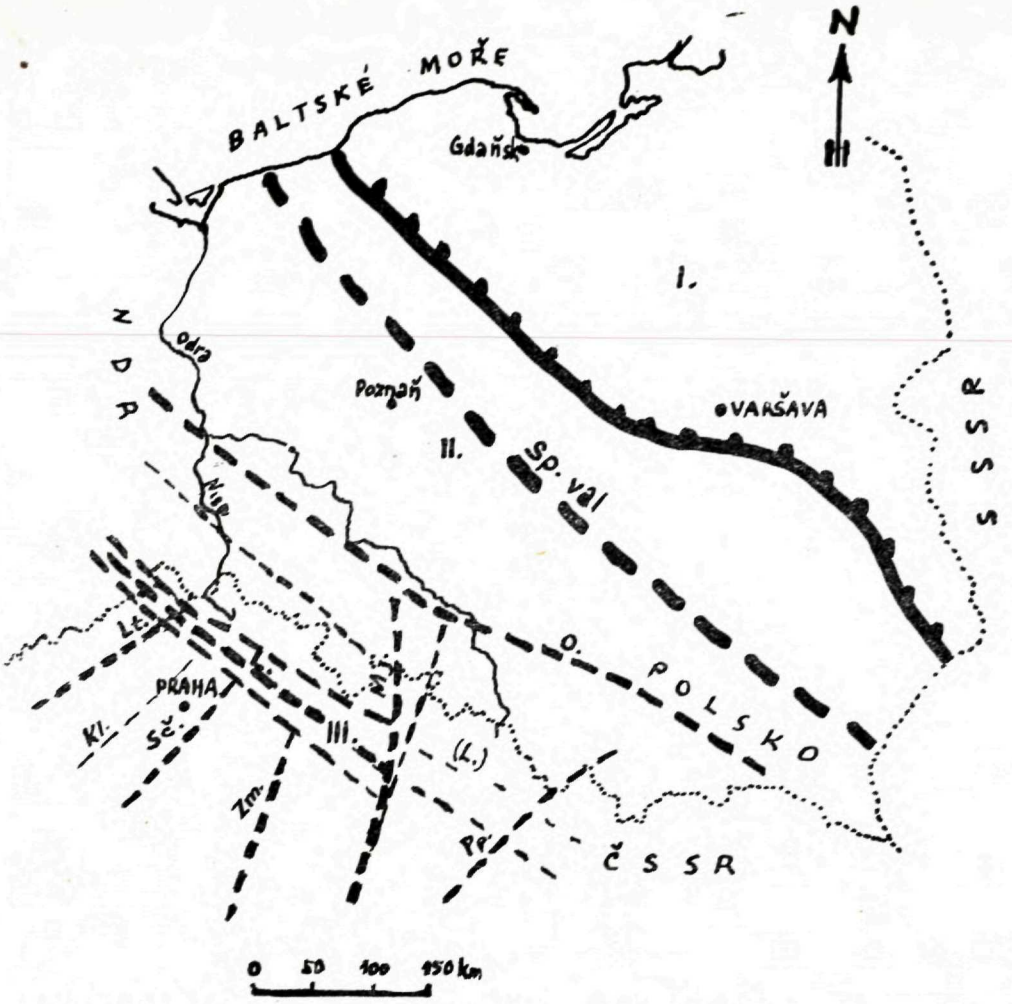
věnovat identifikaci hlubinných zlomů zvýšenou pozornost již při volbě klasifikačních kritérií. Tyto pak je třeba prověřovat pro specifické podmínky Českého masívu, resp. obdobných strukturních jednotek ve střední Evropě. Spojitost hlubinných zlomů s geotektonickými jednotkami vyššího řádu vtiskuje jednotlivým strukturám řadu zvláštních znaků, které nemají plnou obdobu v jiných, zvl. velkých jednotkách, s jiným stupněm heterogenity vnitřní stavby.

Základní regionálně tektonická pozice

Oblast střední a východní Evropy je budována v zásadě třemi velkými geotektonickými jednotkami s různou mobilitou a stupněm vnitřního tektonického členění. Podle současného stavu geologických a geofyzikálních poznatků zejména v Polsku (J. Znosko a kol. 1968) mají tyto jednotky výrazné uspořádání podle strukturních směrů SZ—JV. Tento směr je udán zlomovým omezením jz. okraje prekambrické platformy, projevuje se ve strukturách prekambria již. části Baltického štítu a na druhé straně i v Ukrajinském štítu. Jde tedy o směr velmi starého, minimálně staroproterozoického založení. Linie tohoto směru mají rozsáhlý průběh a stálý směr a odpovídají velkým, planetárním zlomovým strukturám — lineamentům. Hustota těchto struktur a doprovodných zlomů, jakož i uplatnění dynamiky hlubinných procesů, se mění od SV k JZ. Proto lze podle stupně členitosti rozlišit v podstatě tři velké jednotky megastrukturní povahy: (obr. 1)

a) Prekambrickou platformu s malým vnitřním členěním a jen místy naznačenými prvky linearity ve strukturách sedimentárního pláště. Převažují struktury nelineární. Výrazné lineární jz. omezení platformy je podmíněno zlomově náhlým hlubokým ponořením fundamentu a dlouhodobou funkcí této mobilní linie. Nebyly zde však zatím prokázány projevy hlubinných procesů a struktura se projevuje jen v sedimentárním komplexu.

b) Přechodnou oblast mezi platformou a krystaliniky Českého masívu a slovenského jádra Karpat, označovanou polskými geology jako středopolskou, budovanou povariskou platformou. Tato jednotka má lineární omezení a vnitřně je pouze rozdělena hlubinným zlomem a jeho doprovodem. Strukturní linie, která odpovídá tzv. středopolskému hřbetu neboli kujavsko-pomořskému valu, podmínila větší mobilitu při sedimentaci zejména mesozoika, ovlivnila diferenciaci paleozoického sedimentárního prostoru a vyšší stupeň deformací hornin včetně projevů diapirismu. Tektonický styl sedimentů je ovlivněn především nepřítomností projevů hlubinných procesů. Jejich účinky se objevují až při jz. okraji jednotky na oderském hlubinném zlomu (oderský lineament J. Dvořáka 1969), kde jsou projevy intenzivního vrásnění, metamorfózy a magmatismu.



Obr. 1 Základní strukturní členění střední Evropy hlubinnými zlomy.

Vysvětlivky: I – předkambrická platforma nečleněná; II – přechodná oblast středopolská; III – – oblast krystalinika nejhustěji členěná. Hlubinné zlomy: Sp. val – středopolský val založený na hlubinném zlomu, O – oderský, L – labský, (L) – pokračování labské struktury v odlišných geotektonických podmínkách, Mj – moravsko-jesenický, Lt – litoměřický, Kl – kladenský, Sč – středočeský, Zm – západomoravský, Pp – peripieninský. Přerušovaná čára označuje průběh hlubinných zlomů nebo pásem, různá síla linie rozdílný megastrukturní význam zlomů. Plnou čarou je vyznačen okraj platformy. (Sestaveno podle čsl. a polských tektonických map.)

Abb. 1 Grundlegende strukturelle Gliederung von Mitteleuropa durch Tiefenbrüche

Erläuterungen: I – Vorkambrische Plattform, ungegliedert; II – Mittelpolnisches Übergang-Gebiet; III – Gebiet des Kristallins, am dichtesten gegliedert. Tiefenbrüche: Spodní val – Mittelpolnische Schwelle auf dem Tiefenbruch angelegt, O – Oder-Bruch, L – Elbe-Bruch, (L) – Fortsetzung der Elbe-Struktur unter verschiedenen geotektonischen Bedingungen, Mj – Mährisch-Gesenke, Lt – Litoměřice, Kl – Kladno, Sč – Mittelböhmischer, Zm – Westmährischer, Pp – Peripienischer Lineament. Die unterbrochene Linie bezeichnet den Verlauf der Tiefenbrüche oder Zonen, die verschiedene Stärke der Linie eine verschiedene megastrukturelle Bedeutung der Brüche. Mit voller Linie ist der Plattform-Rand bezeichnet. (Zusammengestellt nach tschechoslowakischen und polnischen tektonischen Karten.)

c) Český masív a slovenský blok s nejvyšším stupněm vnitřního tektonického členění ztrácí přednostní linearitu ve směru SZ—JV, typickou ještě pro jednotku předchozí, a je členěn několika směry strukturních linií při maximálním uplatnění intenzity i extenzity hlubinných pochodů. Původní linearita je uchována zejména v severní polovině jednotek a je kopírována i neoidními strukturami. Vnitřní části mají v převaze směry kolmé až kosé a teprve jižní okraje jsou opět pod vlivem uvedené regionální linearity. Tato se s ohledem na prostorovou vazbu uplatnila i při neoidním výzdvihu a hrásťovitém omezení Českého masívu.

Uvedené regionální členění hlubinnými zlomy a specifické rysy tektonicko-metamorfního vývoje jednotlivých jednotek podmínily i různý prostorový rozsah a uplatnění zlomových struktur a odchylky od zlomů planetárních rozměrů. Analogicky bychom pak mohli postupovat i ve směru SZ—JV, kde dochází k členění převážně podle zlomů směru SV—JZ. Tyto směry se střetají s výše uvedeným členěním zejména v centrální jednotce Českého masívu, kde podmínily hustší prostoupenost zemské kůry hlubinnými zlomy, rozsáhlé účinky hlubinných procesů a posléze i vznik „krystalizačního jádra" budoucí konzolidace vlivem zpevnění zemské kůry produkty metamorfozy a magmatismu. Konzolidace zamezila uvolňování tlaků na zlomech a sestup aktivní termální sféry z vyšší části zemské kůry, což předneoidně umožnila právě hustší síť hlubinných zlomů přivádějící hlubinné teploty blízko k povrchu. Naproti tomu v jednotkách zlomově méně členěných a více lineárně diferencovaných hlubinné agenty nepronikaly k povrchu a nekonzolidovaly proto uvedené jednotky, které zůstávaly i neoidně dlouhodobě dosti mobilní. Z tohoto hlediska je problematické považovat tyto jednotky za součást povariské platformy.

Hlavní klasifikační kritéria

Jak již bylo uvedeno, hlubinné zlomy odrážejí dlouhodobý a složitý vývoj zemské kůry a samy jej dále diferencují. Za hlavní znak jejich hlubinné povahy kladu i ve smyslu původního vymezení V. Pejveho (1955) sepětí zlomů a komunikaci se sférou hlubinných procesů. Tyto mohou být vázány na zemskou kůru i na svrchní plášť. Jejich charakteristiku nelze určovat jen hloubkou. Podstatné je vytvoření příhodných *pt* podmínek odpovídajících hlubinným procesům, přičemž k jejich uhnízdění může dojít i v celkem malých hloubkách. Z rozboru geologického vývoje jednotlivých jednotek vyplývá, že historicky se hloubka působnosti těchto procesů zvětšovala

se zmenšováním energie hlubinných procesů a s nárůstem mocnosti zemské kůry, který odumírání energie následoval.

V našich podmínkách zatím ještě nemáme dostatek přímých dat pro odlišování hlubinných zlomů zasahujících jen do zemské kůry nebo do pláště (tzv. korové a plášťové hlubinné zlomy). Proto musíme vycházet z geologické indikace zlomů a z látkových projevů hlubinných procesů. Délka komunikace s nimi pak určuje charakter tektonických projevů (tektonický styl) a životnost zlomů.

Jestliže za základní kritérium hlubinné povahy zlomů položíme jejich sepětí s hlubinnými procesy, pak mezi určující kritéria patří především:

1. *projevy magmatismu,* zejména bazického a ultrabazického,
2. *projevy metamorfózy* a ultrametamorfózy včetně granitizace a
3. *projevy endogenní metalogeneze.*

Hlubinné projevy se většinou opakují a mají celkově dlouhodobou životnost. V návaznosti na tuto aktivitu se objevují stejným způsobem i tektonické deformace, které jinak samy o sobě určujícím klasifikačním znakem nejsou.

Při takovémto pojetí pak k hlubinným zlomům by náležely i doprovodné zlomy přivádějící hlubinné produkty k povrchu od mateřského hlubinného zlomu a rozptylující tyto produkty i do větší vzdálenosti od zlomu. Odlišení od vlastního hlubinného zlomu je možné podle celkového vývoje. Pokud se doprovodné zlomy nestaly během dalšího vývoje hlubinným zlomem (zatímco mateřský zlom po stránce aktivity odumřel), pak jde většinou o hlubinné projevy ojedinělé, časově omezené. Konkrétní případy je třeba řešit jednotlivě.

Jestliže jsem položil hlubinné procesy jako kritérium prvořadé, pak mezi druhotné klasifikační znaky patří: rozhraní faciálního nebo paleogeografického vývoje, šířka a délka zlomu, intenzita zvrásnění a výskyt lineárních zvrásněných pásem, lineární řazení geologických těles apod. Jsou to znaky, které mohou indikovat nejen hlubinné zlomy, (podle V. Chaina 1964 jsou určující), ale také hluboké zlomy nebo dokonce zlomy menšího významu.

Jsou např. známy *dlouho žijící zlomy,* které jsou oživovány pohyby ker podloží sedimentárních pánví a predisponují i jejich založení a omezení. Příkladem je blanická brázda nebo zlomy v podloží vnitrohorských terciérních pánví Karpat. Tyto zlomy nemají hlubinný charakter a nemůžeme je proto takto označovat. Vhodnější označení by bylo *„hluboké zlomy"*, přičemž hloubka je určována mocností zemské kůry.

Naproti tomu mohou mít hlubinné *zlomy krátkou životnost.* Příkladem je tzv. kladenský zlom P. Röhlicha a N. Šťovíčkové (1968), který

jako hlubinný zlom sehrál významnou roli v proterozoiku a nejstarším paleozoiku rozsáhlým magmatismem, avšak dále se již uplatnil nejvýše jako hluboký zlom při místních kerných pohybech.

Hlubinné zlomy se mohou vyvinout i z hlubokých nebo doprovodných zlomů, pokud se do jejich blízkosti dostanou hlubinné procesy. Buď zlom roste směrem do hloubky, nebo se procesy přiblíží k povrchu Země. Sem patří i tvorba bazaltové vrstvy regenerující neoidně některé staré hlubinné zlomy.

Vztah k mocnosti a typu zemské kůry

Z neoidní epochy vývoje zemské kůry jsou dobře známy rozdíly mezi lineamenty v kůře oceánického a kontinentálního typu. Kvalitativní rozdíly jsou podmíněny různou mocností, fyzikálními vlastnostmi, složením a stupněm vnitřní heterogenity kůry. Velké zlomy ve dnech oceánů snáze komunikují se svrchním pláštěm i při nevelké hloubce zlomů. Tímto způsobem se mohou dostat k recentním ohniskům magmatismu nebo uvolněním tlaku na zlomech mohou tato ohniska přiblížit k povrchu Země. Spojitost zlomů s hlubinnými procesy z nich činí hlubinné zlomy, i když jiné znaky u nich postrádáme. Jsou to hlubinné zlomy neoidní etapy vývoje zemské kůry oceánického typu.

Na kontinentech k dosažení recentní úrovně aktivních hlubinných procesů je třeba dosažení velké hloubky, často přes 100 km, pokud nejde o jednotlivé případy ohnisek tvorby bazaltové vrstvy a jejímu pronikání do menší hloubky v zemské kůře. Hlubinné zlomy na kontinentech proto mají většinou velký rozsah planetárního měřítka. Přitom však pohyby na zlomech musí překonávat velkou rigiditu pevninských bloků což vede ke kumulaci velkých kvant napětí, strukturně pak ke složité vnitřní stavbě zlomů, jejich růstu do šířky a další segmentaci bloků vlivem tvorby doprovodných zlomů. Tyto zlomy neoidní etapy vývoje zemské kůry kontinentálního typu mají od předešlého typu nejen odlišné strukturní vlastnosti, ale i geotektonickou funkci.

Vznik hlubinných zlomů planetárního rozměru musel být od samého počátku (většinou od ranného prekambria) usnadněn některými faktory, jako tehdejší menší mechanickou odolností zemské kůry vlivem oscilujícího většího prohřátí, nebo odlišným chemickým složením nebo posléze menší mocností. V každém případě však tvorbu těchto primárních zlomů předcházela a následovala vnitřní heterogenita zemské kůry podmíněná existencí hustotně lehčích a těžších bloků (původně jader) ovlivňujících trvalou isostatickou nerovnováhu a pohyby v zemské kůře.

Jestliže si zobecníme a zjednodušíme oba polární typy zlomů známé z neoidní éry vývoje zemské kůry na dva historicky obecně platné modely, pak nám tyto reprezentují dvě odlišné kategorie podmínek tvorby hlubinných zlomů:

a) *hlubinné zlomy v tenké kůře, celkově bazičtější;*
b) *hlubinné zlomy v mohutné kůře, celkově kyselejší.*

Přitom v kontinentálních blocích existuje obecná vývojová tendence od všeobecně tenké kůry v geologické minulosti, s projevy rozsáhlé a méně diferencované mobility, k nárůstu mocnosti zemské kůry spojené na jedné straně s konzolidací, na druhé s diferencovanou mobilitou koncentrovanou do úzkých zón zemské kůry.

Problémy vymezování hlubinných zlomů v Českém masívu

V Českém masívu jsou hlubinné zlomy prokazatelné většinou podle geologických znaků. V geofyzikálním obrazu jejich existence je méně průkazná. Markantní je u neoidních struktur (evidence gravimetrická), zatímco u starších struktur, pokud nejsou provázeny tělesy magneticky anomálními, je prokazatelnost více omezená.

Z geologických jevů jsou nejmarkantnější projevy hlubinných procesů. Je však třeba zdůraznit, že podmínky, při nichž jsou hlubinné procesy aktivní, nejsou nutně spojeny s velkou hloubkou. Příhodné fyzikálně-chemické podmínky mohou nastat i v malé hloubce, např. vzestupem hlubinných teplot k povrchu zejména v místech uvolnění tlaků. Takové případy jsou prostorově vázány nejčastěji na hlubinné zlomy, časově pak na období zvýšené tektonicko-magmatické aktivity. Intenzita procesů proto závisí na stupni strukturní zralosti příslušné geologické jednotky.

V naší i zahraniční literatuře byla z našeho území věnována nejvíce pozornost labskému hlubinnému zlomu (lineamentu, linii), protože tato struktura je geologicky nejmarkantnější a má velkou směrnou délku. Spornější je však lokalizace zlomu a to v závislosti na identifikačních znacích, podle nichž se posuzuje projev hlubinného zlomu. P. Röhlich—N. Šťovíčková (1968) správně považují celou strukturu za pásmo několika zlomů. Tato okolnost vedla geology k různým lokalizacím v domnění, že hlubinný zlom je jedinou zlomovou strukturou. Výzkumy posledních let ukazují složitý geologický vývoj celé struktury s rozdílnou funkcí jednotlivých zlomových linií, ovlivňujících strukturní stavbu okolních bloků již assyntsky. Hlubinný zlom se aktivně uplatnil i neoidně zejména predispozicí svrchnokřídového sedimentačního prostoru. Celá struktura má ještě dnes

projevy ve zvýšených hlubinných teplotách (vyšším tepelném toku) a místních výronech plynů (V. Čermák—J. Jetel—B. Krčmář 1968). Oblast zvýšeného toku je širší než by odpovídalo jednomu zlomu a regionálně přesahuje oblast mezi Mělníkem a Teplicemi k Freibergu a Hannoveru. Po labské struktuře došlo i k rozptylu vulkanických produktů od magmatického centra Českého středohoří směrem k JV. Spor o umístění labského hlubinného zlomu nelze řešit jinak, než z aspektu historické funkce struktury. V tomto ohledu se neoidně nejintenzivněji uplatnily zlomy ve vlastním okolí Labe, jehož tok je místně pohyby na zlomu predisponován. Jeden ze zlomů omezující křídu Dlouhé meze v Železných horách patří rovněž labskému systému a je rejuvenovanou starou diskontinuitou mezi strukturami krystalinika.

V sv. části Českého masívu je „labský směr" setřen a překryt směrem moravosilezika. Podle nepřímých znaků lze usuzovat, že původní diskontinuita zasahovala dále k JV na Moravu a Slovensko. Struktura zde však ztrácí podle dnešních znalostí hlubinný charakter a uplatňovala se převážně jen rupturálně nebo v predispozici dílčích sedimentačních pánví. K labskému systému v tomto ohledu by patřila i bušínská porucha K. Zapletala, neboli zlom Hané O. Kodyma sen. Labský hlubinný zlom aktivní snad ještě v době metamorfních procesů tvořícího se krystalinika Moravy a záp. Slovenska byl od paleozoika „chráněn" od účinků hlubinných procesů, což mu vtisklo kvalitativně zcela odlišný charakter od oblasti labské. Neoidní zlomové pohyby vedly k místnímu oživení staré diskjunktivity a v oblasti kremnicko štiavnické patrně i ke koncentraci vulkanických center na styku s jiným hlubinným systémem zlomů.

Labský hlubinný zlom je tedy na Moravě zatlačen geotektonicky zde významnějšími směry morávním a peripieninského lineamentu, které převzaly aktivní strukturní roli. Vzhledem k rozdílné strukturní a historické úloze a tektonickému charakteru labského hlubinného zlomu bych doporučoval ponechat označení „labský" jen pro sz. část začínající v oblasti Labe.

Ostatní hlubinné zlomy v Českém masívu mají poněkud odlišný charakter, zejména co se týče rozsahu. Naproti tomu jsou provázeny velmi bohatým magmatismem, zejména granitoidovým. Některé struktury mají spíše povahu švů nebo jízev. Typickým příkladem je středočeský nebo západomoravský hlubinný zlom. Tyto struktury měly mělkou komunikaci s centry granitizace a metamorfně aktivní teploty dosahovaly mělce k povrchu. Za takových podmínek docházelo k tepelným projevům i na zlomech jinak mělkých, jako je na př. *blanická brázda*. Zde kromě projevů metalogeneze a vysokého stupně prouhelnění (jihočeské antracity) chybí znaky hlubinného zlomu a proto v české části moldanubika blanickou brázdu nelze za takovou strukturu považovat. Přitom však tento zlom si od paleozoika udržel zlomový charakter. Analogem je *přibyslavská zóna*, která pro-

vází v blízkosti západomoravský hlubinný zlom, indikovaný markantně i geofyzikálně. Tato struktura oddělovala patrně již od paleozoika západní *moldanubský blok*, tíhově lehčí (více granitoidů) od *moravského bloku* (nikoli totožného s moravikem — viz K. Šalanský), tíhově těžšího, prosyceného baziky. Přibyslavská linie je zlomovým dozvukem pohybů na hlubinném zlomu po intruzi granitů centrálního moldanubského plutonu. Zlomové pohyby pak byly projevem isostatických pohybů obou zmíněných různě těžkých bloků.

Většina hlubinných zlomů v Českém masívu, zlomů, které nelze pro omezený rozsah článku popisovat, se neoidně neprojevila. Výjimkou je hlubinný zlom litoměřický (P. Röhlich—N. Šťovíčková 1968), který se vlastně stal zlomově výraznou strukturou až neoidně. Hlubinný zlom se stal osou výstupu bazaltové vrstvy, která byla zjištěna hlubinnou seismickou sondáží (nepublik. výzkumy B. Beránka) a projevuje se i v tíhovém poli krušnohorské oblasti. Tato bazaltová vrstva jako neoidní produkt aktivizace konzolidovaného kontinentálního bloku vtiskla zlomu hlubinný charakter zejména po stránce vulkanických projevů.

Podle magmatických projevů můžeme rozlišovat hlubinné zlomy převážně s bazickým magmatismem (např. kladenský, litoměřický), zlomy s granitoidovým magmatismem (středočeský, západomoravský) a zlomy s oběma typy magmatismu.

Historická úloha hlubinných zlomů

Na několika uvedených příkladech z Českého masívu je patrné, že aktivita těchto struktur se historicky měnila. Většina hlubinných zlomů po variské tektogenezi ztratila hlubinnou funkci a jejich aktivita v procesu konzolidace Českého masívu odumřela. Pokud došlo k obnovení pohybů, měly tyto převážně jen zlomový charakter a místní uplatnění. Totéž se týká i dílčích sedimentárních pánviček, které se vytvářely v místě hlubinných nebo hlubokých zlomů.

Neoidně aktivní hlubinné zlomy v podmínkách konzolidované jednotky již neměly projevy tektogenní nebo orogenní, ani metamorfní, typické pro dynamické období vývoje kontinentální kůry. Proto jednostranností hlubinných projevů spíše připomínají zlomy oceánické kůry a je nejvýše pravděpodobné, že jejich vznik, resp. rejuvenace s oceánizací souvisí. Naproti nim totiž předneoidní hlubinné zlomy s projevy metamorfozy a kyselého magmatismu, vrásněním a dalšími stavebními fenomeny reprezentují období budování zemské kůry, zatímco neoidní zlomy v mimoorogenních oblastech spíše navozují podezření na destrukci zemské kůry.

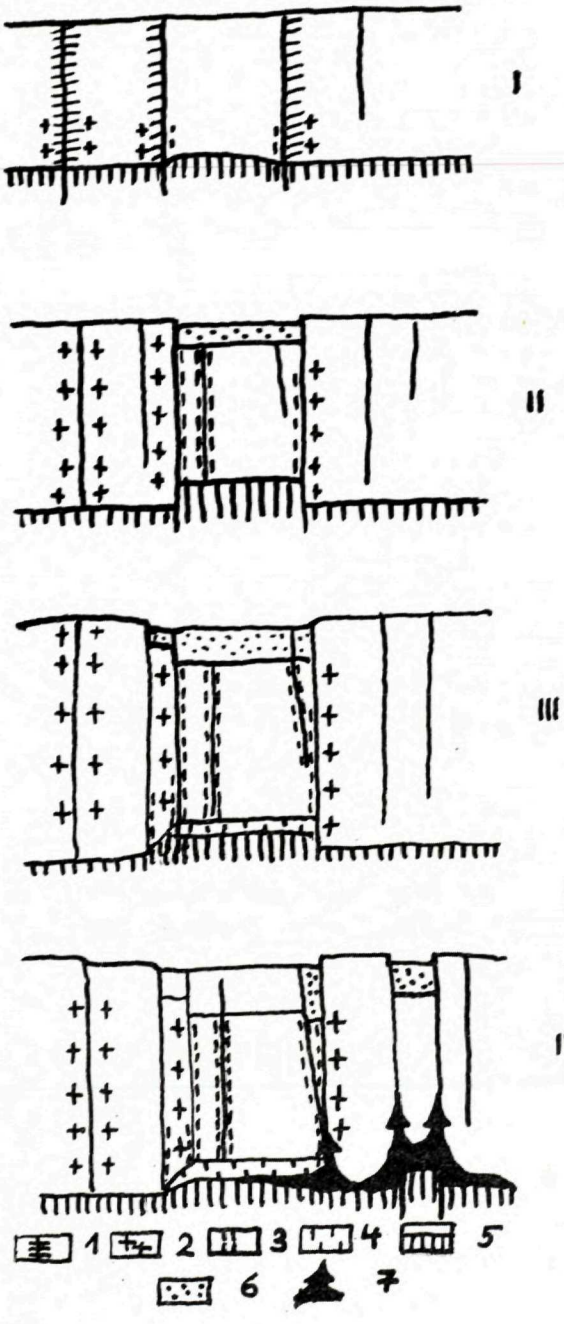
Můžeme si proto vymezit další dvě důležitá klasifikační kritéria podle historické úlohy hlubinných zlomů:

a) *hlubinné zlomy předneoidní*, v Českém masívu v tektogenní epoše vývoje;
b) *hlubinné zlomy neoidní*, v platformní epoše vývoje.

Aplikací dříve uvedených znaků získáme několik kombinací znaků vzájemně se ovlivňujících a specifikujících jednotlivé případy. V podmínkách tenké nebo ztenčené zemské kůry náchylné ke klesání mají hlubinné zlomy jiné vlastnosti a projevy než v kůře o velké mocnosti, která může patřit platformě nebo orogénu, s obecnou zdvihovou tendencí. Dnes existuje řada dokladů uváděných ve světové literatuře o tom, že předneoidní zemská kůra i v kontinentální sféře byla tenčí než je kůra neoidní. Pro srovnání lze uvést menší mocnosti pod předneoidními, a velké mocnosti kůry pod neoidními orogény. V předneoidní epoše hlubinné zlomy proto snáze komunikovaly s hlubinnými procesy tehdejšího svrchního pláště. Tyto procesy měly proto i mělčí projevy a prostorově širší uplatnění. Jejich látkové odlišnosti podmínily i vznik různě těžkých bloků a celkový další izostatický charakter určující i další osud a charakter hlubinných zlomů. Jako kontrastní případy lze uvést na jedné straně bloky barrandiensko-tepelský a morávní jako jednotky bazičtější, těžší a náchylné k subsidenci, omezující blok moldanubika s koncentrovanými granitoidy, dlouhodobě lehčí a s tendencí stoupající. Hlubinné zlomy na rozhraní takových kontrastních bloků zůstávají zachovány i v geofyzikálním obrazu jako rozhraní dvou fyzikálně odlišných jednotek.

Modelová představa vývoje hlubinných zlomů

Na základě studia genetických znaků hlubinných struktur lze po zobecnění načrtnout model vývoje hlubinných zlomů (obr. 2). První zlomy se tvořily v tenké zemské kůře, což umožnilo krátkou komunikaci s hlubinnými procesy, které snad navíc měly větší intenzitu, takže aktivně zasáhly široké oblasti zemské kůry. Hustota zlomů byla menší než dnes, ale zato mnoho zlomů se stalo zlomy hlubinnými. Subkrustální diferenciační procesy jako hlavní zdroj aktivity (hlubinných procesů) měly v některých jednotkách tendenci ke koncentrování bazických produktů, v jiných pak ke koncentraci kyselých produktů. Tím byly vytvořeny podmínky trvalé pohybové nerovnováhy kontrastní povahy umožňující tvorbu a životnost hlubinných zlomů. Tyto struktury se staly základem mobilních zón, které se uvnitř dále diferencovaly. Nejstarší hlubinné zlomy podmínily vznik jakýchsi krystalizačních center budoucích pevninských bloků.



Obr. 2 Modelová představa vývoje některých hlubinných zlomů Českého masívu.

Vysvětlivky: I – předpaleozoické stadium, II – období paleozoické tektogenní aktivity, III – popaleozoická konzolidace, IV – neoidní mobilizace. 1 – mobilní zóny s proniky hlubinných procesů k povrchu – budoucí pásma zpevnění zemské kůry; 2 – granitizace a výstup granitoidů; 3 – bazika s projevy bazifikace; 4 – předneoidní bazická vrstva diferencovaná z pláště; 5 – povrch svrchního pláště; 6 – oblast subsidence; 7 – neoidní bazifikace a výstup bazaltové vrstvy

Abb. 2 Model-Vorstellung der Entwicklung einiger Tiefenbrüche der Böhmischen Masse

Erläuterungen: I – Vorpaleozoisches Stadium, II – Periode der paleozoischen tektogenen Aktivität, III – Nachpaleozoische Konsolidierung, IV – Neoide Mobilisierung. 1 – Mobile Zone mit bis zur Oberfläche hinaufdringenden tiefreichenden Prozessen – zukünftige Zonen der Erdrinde-Verfestigung; 2 – Granitisierung und Aufstieg von Granitoiden; 3 – Basika mit Erscheinungen der Basifizierung; 4 – Vorneoide basische Schichte vom Mantel differenziert; 5 – Oberfläche des oberen Mantels; 6 – Gebiet der Subsidenz; 7 – Neoide Basifizierung und Aufstieg der Basalt-Schichte

Areály granitizace v mobilních zónách umožňovaly postupný růst mocnosti zemské kůry, oblasti převahy bazik pak podmínily vznik subsidenčních oblastí. Avšak i zde docházelo k převratu v úseky granitizace a metamorfozy s příslušnými důsledky.

Veškeré tyto projevy aktivity jsou spojeny se vznikem deformací a samozřejmě i vznikem dalších zlomů. Doprovodné zlomy rozšiřují hlubinné zlomy na pásma, přičemž staré zlomy v produktech hlubinných procesů zanikají a jejich funkci přejímají zlomy mladší. Tyto zlomy, většinou zachované, narůstají spolu se zemskou kůrou směrem do hloubky a udržují tak hlubinnou kontinuitu.

Po skončení etapy tektogenní dochází ke konzolidaci i hlubinných zlomů a odumírání jejich aktivity. Kerné pohyby se i zde projeví pouze zlomově. Vyrovnávají resp. zmenšují se rozdíly v mocnosti zemské kůry a velké kontrasty pohybové. Historicky a kvalitativně nová epocha vývoje a aktivity hlubinných procesů vede v konzolidovaných jednotkách k místní rejuvenaci hlubinných zlomů, kdy aktivita se soustředí jen do úzkých zón. Aktivita je spojena s nárůstem bazaltové vrstvy, porušením tíhového pole a obnoveným klesáním v prostorově omezených pánvích.

V neoidních tektogénech, kde nedošlo k rozsáhlejší konzolidaci, se rovněž mobilita soustřeďuje do poměrně úzkých zón. Bazický vulkanismus ukazuje i zde na aktivitu bazické fronty v době subsidence. Na rozdíl od platformy, kde již nedochází k projevům tektogenním (nejvýše orogenním ve smyslu energičtějších zdvihů starých tektogénů), v neoidních tektogénech, za kvalitativně nových podmínek, dochází k uplatnění hlubinných zlomů. Přitom staré zlomy buď se dostanou do komunikace s hlubinnými procesy, nebo se podobně jako na platformě chovají jen jako normální velké zlomy. Velké klesání v geosynklinálách omezuje povrchový dosah mnoha zlomů a zastavuje jejich hlubinnou činnost. K překonávání napětí je třeba velké energie a proto se uplatní jen některé hlubinné zlomy velkého rozsahu, zasahující pod zemskou kůru, která dosahuje velkých mocností. Velké napětí se uvolňuje při tvorbě intenzivních deformací za vzniku tektonického stylu, který má ve vývoji zemské kůry svým způsobem jedinečné postavení. Jedním ze znaků pohybů na hlubinných zlomech mohou se stát i intenzivně zvrásněná pásma sedimentárních výplní pánví.

Vně tektogenních zón se rysy hlubinných zlomů sbližují s obdobnými strukturami stejné vývojové epochy na platformách.

Závěr

Hlubinné zlomy v závislosti na stupni konzolidace resp. stupni vývojové zralosti strukturních jednotek, na historické epoše vývoje zemské kůry, na fyzikálních vlastnostech a pohyblivosti geologických jednotek, určují rozdílný tektonický styl jednotek na nich vývojově závislých. Pro studium geotektonické a historické funkce zlomů se nejlépe hodí jejich rozlišení podle genetických klasifikačních kritérií, která závisejí na historické etapě vývoje a aktivity hlubinných zlomů, na složení a mocnosti zemské kůry a v této souvislosti samozřejmě na hloubkové vzdálenosti disjunktivit od hlubinných procesů. Projevy těchto procesů jsou pak základním diagnostickým znakem pro určení hlubinného zlomu.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATURA

[1] Čermák V. — Jetel J. — Krčmář B., 1968: Terrestrial heat-flow in the Bohemian Massif and its relation to the deep structure. Sborník geolog. věd, ř. UG 7, Praha. — [2] Dvořák J., 1969: The tectogenesis of the Central European Variscides. — Věstník ÚÚG XLVI 2, Praha. — [3] Chain V., 1964: Obščaja geotektonika, Moskva. — [4] Chrt J. et al., 1966: Die postmagmatische Mineralisation des Westteils der Böhmischen Masse. — Sbor. geol. věd, ř. LG, 8, Praha. — [6] Máška M. — Zoubek V., 1960: Variscan structural territorial units of the Czech Massif from the aspect of its segmented structure. Tectonic development of Czechoslovakia, Praha. — [7] Pejve A. V., 1945: Glubinnyje razlomy v geosinklinalnych oblastjach. — Izvěstija AN SSSR, ser. geolog., sb. 5, Moskva. — [8] Röhlich P. — Šťovíčková N., 1968: Die Tiefenstörungs-Tektonik und deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmischen Masse. Geologie. Jhg. 17, Hf. 6—7, Berlin. — [9] Škvor V., 1966: The main principles of the preplatform geological development of the Bohemian Massif.-Krystalinikum 6, Praha. — [10] Škvor V. — Zeman J., 1969: The Variscides of the Bohemian Massif. Tectonophysics 8, (2), Amsterdam. — [11] Vondrová N., 1963: Hlubinné tektonické zóny v Českém masívu a jejich význam pro metalogenezi. — Geolog. průzkum, r. 5/6, Praha. — [12] Zeman J., 1970: Variská tektogeneze Českého masívu a její vztah k hlubinným zlomům. Geolog. průzkum, r. 12/10, Praha. — [13] Znosko J., et al., 1968: Atlas geologiczny Polski 1 : 2 000 000. Wydaw. geolog., Instytut geologiczny, Warszawa. — [14] Jaroš J. — Mísař Z., 1967: Problém hlubinného zlomu boskovické brázdy. — Sborník geol. věd, ř. G, sv. 12, Praha.

JAROSLAV ZEMAN

BEITRAG ZUR GENETISCHEN KLASSIFIKATION DER TIEFENBRÜCHE IN DER BÖHMISCHEN MASSE

Die Böhmische Masse nach den neuen Forschungen ist aus einer Reihe der Blöcke und Schollen mit verschiedener geologischer Entwicklung gebaut. Die Blöcke sind gegenseitig durch Tiefenbrüche getrennt. Manche von ihnen hatten als mobile Zone eine Funktion der Zentren bei der Blöckenformierung. Im Laufe der geologischen Entwicklung entstanden mehrere begleitende Brüche, die die geotektonische Funktion der Mutterbrüche bei der Erhöhung der Intensität der Tiefenprozessen übergenommen haben. Im Laufe der paleozoischen Tektogenese konsolidierten sich die Bewegungen, die Aktivität nahm ab und am Ende des Paleozoikums kam es zu einer Konsolidation (der Übergang zu der Plattformregime). Die Tiefenbrüche verloren meistens ihren Tiefenstrukturencharakter, während nur die rupturelle Funktion mit Schollenbewegungen überwiegte. Die vorneoidische Aktivität der Tiefenbrüche ist geologisch gut, aber geophysikalisch weniger erkenntbar, wegen der neoidischen Krustenumbaues, der auch den Blöckenbau beeinflusste.

Saxonische und jüngere Bewegungen mobilisierten nur manche Tiefenbrüche, besonders an der Grenze der kristallinischen und nichtmetamorphosierten Blöcken, dessen Krustenmächtigkeit war niedriger als unter den Blöcken mit intensiver Metamorphose und Intrusionsaktivität von Granitoiden. Die Tiefenbrüche ermöglichten die Beeinflüssung der Krustenbewegungen durch die Ernäherung der Mantelprozesse. In neoidischer Ära spielte auch eine wichtige Rolle die Basaltschichtformierung.

Die regenerierte Tiefenbrüche und neu bildete tiefe Brüche haben einen anderen Charakter als die vorneoidische Tiefenbrüche. Sie entwickelten sich ohne typisch tektogene Äusserungen. Der Tiefencharakter ist nur durch die basische-basaltische Magmen und begleitende nachvulkanische Produkte gegeben. Solche Strukturen sind geophysikalisch gut erkenntbar und spielen noch neotektonisch eine wichtige Rolle bei den Krustenbewegungen.

Anders siehen die Tiefenbrüche in den Alpen-Karpaten aus. Hier ist die neoidische Aktivität durch die tektogene Entwicklung untergezeichnet. Eine grössere Mächtigkeit der neoidischen Erdkruste, und damit verbundene physikalische Bedingungen, verursachten auch einen anderen Charakter der Tiefenbrüche in der Vergleichung mit denselben Strukturen des vorneoidischen Alters.

Die kvalitativ ganz verschiedene geotektonische Funktion ist der Grund für eine genetische Klassifikation. Die Entdeckung, die Identifizierung und Klassifikation der Tiefenbrüche ohne genetischer Hinsicht führt zu verschiedenen Missverständigkeiten, besonders bei der Schatzung der Tiefenbrüchenhäufigkeit. Manche tiefreichende Brüche, ohne anderen Tiefenzeichen, sind irrtümlich als Tiefenbrüche gehaltet. Man muss auch in Betrachtung nehmen, dass die Böhmische Masse ist nicht eine typische Plattform mit planetaren, gut gezeichneten Lineamenten, sonder eine Mozaik der Blöcke mit zahlreichen, aber räumlich begrenzten Tiefenbrüchen (Abb. 1).

Preložil autor

Geologické práce, Správy 57 | str. 189—196 | Bratislava | 1971

BŘETISLAV BERÁNEK*

PŘÍNOS HLUBINNÉHO SEISMICKÉHO SONDOVÁNÍ PRO VYHLEDÁVÁNÍ HLUBOKÝCH ZLOMŮ

(4 obr. v textu, německé résumé)

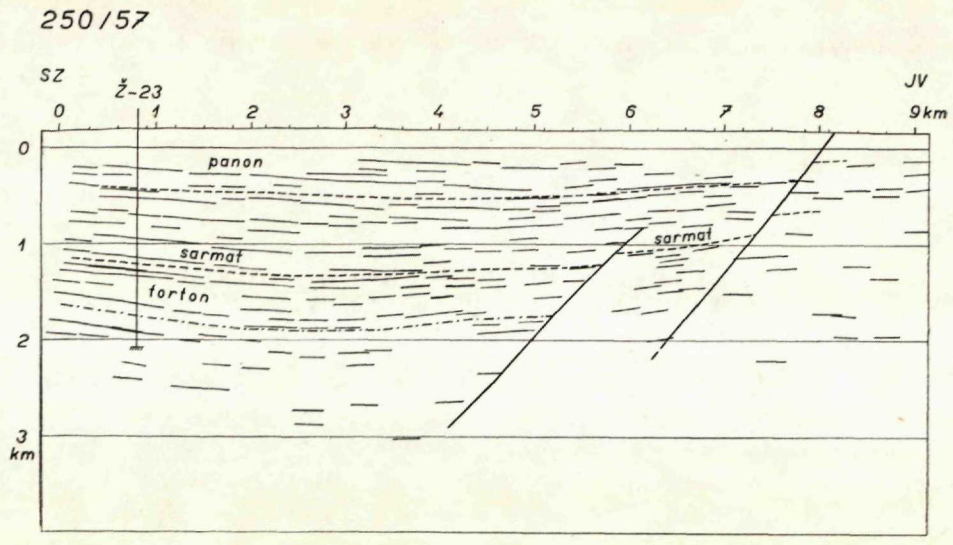
Vyhledávání hlubinných zlomů geofyzikálními metodami může v geologii značně usnadnit řešení blokové stavby zemské kůry a řešení hlubokých tektonických problémů. V současné době z geofyzikálních metod pro vyhledávání hlubokých zlomů využíváme výsledků tíhového a magnetického mapování, nejkonkrétnější výsledky však přináší seismometrie. Metodami explosivní seismologie se provádí výzkum stavby zemské kůry do různých hloubek podle zaměření geologického úkolu. Při vyčleňování hlubokých zlomů vyskytují se některé specielní problémy metodického i technického charakteru.

Nejlépe jsou propracovány seismické metody pro vyčleňování poruchových zón v aplikované seismice, zabývající se výzkumem stavby sedimentární části zemské kůry. Problémy s vyhledáváním zlomů uvnitř konsolidované kůry, to znamená v její krystalické části, jsou daleko složitější.

Poměrně přesné vyčleňování zlomových linií metodami aplikované seismiky v sedimentárních oblastech je fyzikálně vysvětleno tím, že v tomto komplexu hornin se vyskytují výrazná seismická rozhraní s velmi ostrou hustotní nebo rychlostní diferenciací. Informace o zlomech získáváme v tomto případě prostřednictvím odražených vln registrovaných v malých vzdálenostech od místa odpalu, případně z existence difragovaných vln, tedy z jednoduchých vlnových obrazů.

Přínos reflexní metody pro vyhledávání hlubinných zlomů můžeme demonstrovat na jednom profilu z Vídeňské pánve. Profil 250 přechází z moravské ústřední prohlubně směrem východním do oblasti hodonínsko-gbelské hrástě. Měření na profilu 250 byla vykonána jednak klasickou oscilografickou metodou v r. 1957 (obr. 1), jednak moderním způsobem s 6-násobným překrytím v r. 1969 (obr. 2). Zlomové linie v obr. 1 byly interpretovány v hloub-

* Ústav užité geofyziky Brno—Řečkovice, Ječná 29a



Obr. 1 Seismický řez na profilu 250 z r. 1957 sestavený klasickým způsobem ze seismogramů s oscilografickou registrací

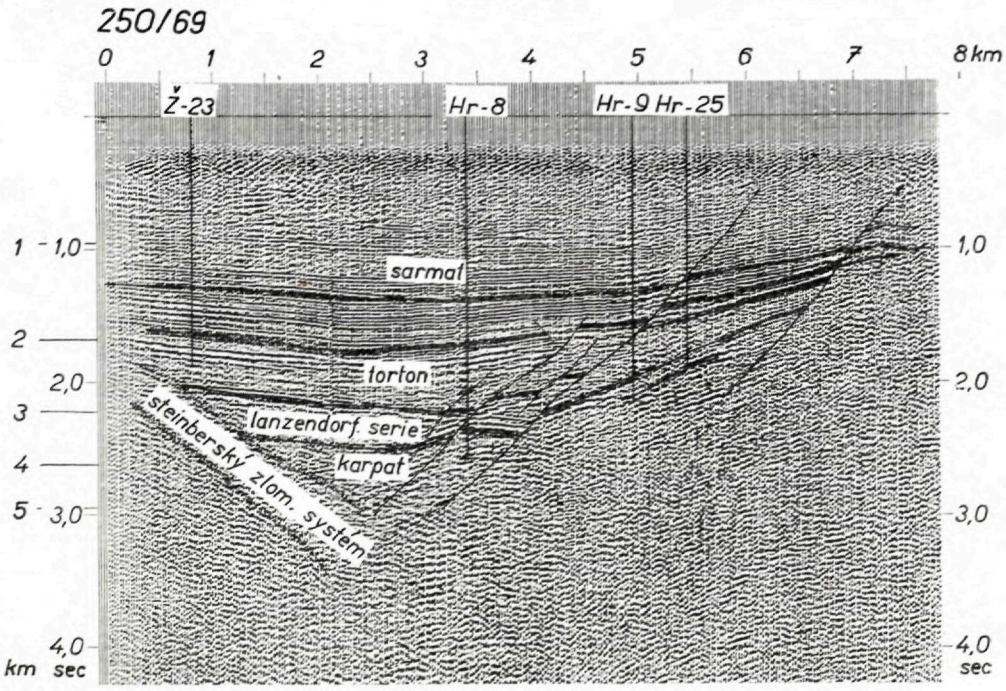
Abb. 1 Seismischer Schnitt am Profil 250 vom Jahre 1957 zusammengestellt nach der klassischen Methode aus Seismogrammen mit oszillographischer Registrierung

kovém řezu z anomálního rozložení odrazových elementů, z jejich diskordantního uložení, z kvantitativního úbytku apod. Tímto způsobem byl v r. 1957 nalezen hrušecký zlom, na který je vázána naftová struktura Hrušky.

Nová moderní technika s magnetickým nebo číslicovým záznamem přináší podstatné zlepšení. Aplikace metod s vícenásobným překrytím (horizontální sčítání) umožňuje získat podrobný vlnový obraz o zkoumaných souvrstvích. V časovém řezu (obr. 2) pozorujeme zvýrazněná souvislá korelující se pásma užitečných signálů odražených vln od řady seismických rozhraní uvnitř neogénu. V profilu se projevují, i když ne tak výrazně, odražené vlny od reliéfu předneogenního podloží pánve. Z narušení korelace průběhu vlnových obrazů odražených vln lze usuzovat na existenci řady zlomů uvnitř neogénu, omezujících ústřední moravskou předhlubeň i jednotlivé kry na hodonínsko-gbelské hrásti. Lze vyčlenit zlomy přecházející z neogenní výplně do flyšových hornin v podloží. Je tedy možné z časového řezu nalézt systém starších poruch v oblasti překryté mladšími miocenními sedimenty. Časové měřítko lze transformovat podle rychlostních poměrů na hloubkové (1 s = 1,05 km; 2 s = 2,52 km; 3 s = 5,10 km; 4 s = 7,94 km) a s uvážením bočních posunů je možné sestavit obvyklý hloubkový řez. Z předloženého příkladu je zřejmá

vysoká účinnost aplikované seismiky s použitím moderní techniky pro řešení zlomové tektoniky v sedimentární části zemské kůry.

Při seismickém výzkumu hlubokých zón zemské kůry setkáváme se s řadou nových problémů. Konsolidovaná kůra je charakterizována prostředím, kde rychlost jenom pomalu s hloubkou roste, seismická rozhraní v kůře se vyskytující jsou charakterizována malou diferencovaností v akustické pevnosti nebo rychlostech. Seismická rozhraní nejsou tak výrazná jako v sedimentech. Vzhledem k tomu, že sledujeme odražené vlny v oblasti kritického bodu a za kritickým bodem, to znamená ve vzdálenostech 80 až 160 km i více od odpalovacího bodu, prochází jednotlivé vlny prostředím v kůře, které je horizontálně i vertikálně diferencované a tím vlnový obraz je nesmírně komplikovaný. Ve vlnovém obrazu v seismogramech se objevují nejrůznější typy vln. Přes tyto potíže metod hlubinného seismického sondo-



Obr. 2 Časový řez z profilu 250 z r. 1969 sestavený na seismické centrále GEOSPACE v Bukurešti při šestinásobném překrytí. Jsou zakresleny hlubinné vrty, zlomy steinberského zlomového systému a systém zlomů oddělujících moravskou ústřední prohlubeň od hodonínsko-gbelské hrástě

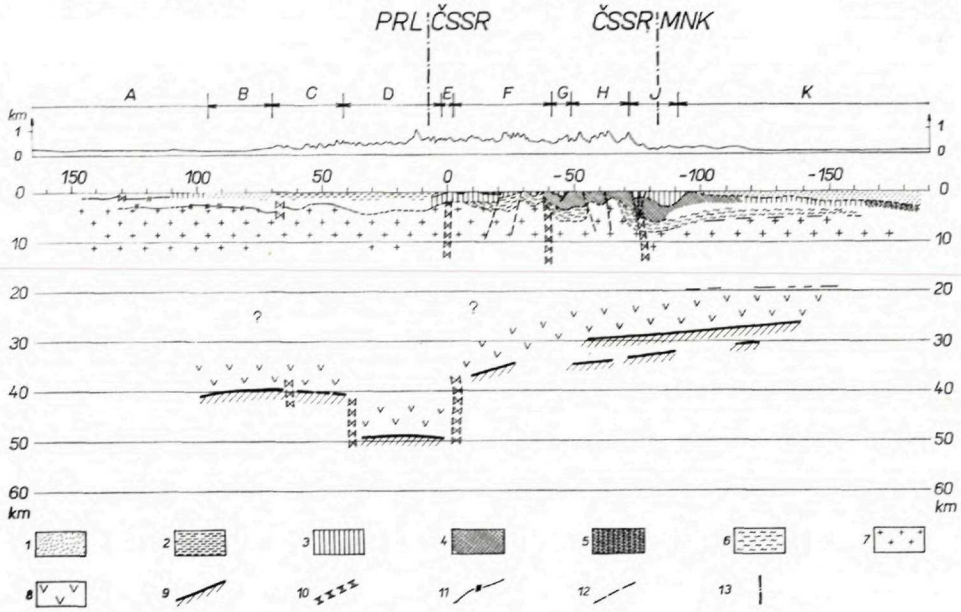
Abb. 2 Zeit-Schnitt aus dem Profil 250 vom Jahre 1969 zusammengestellt in der seismischen Zentrale GEOSPACE in Bukarest bei sechsfacher Überdeckung. Eingezeichnet sind die Tiefbohrungen, die Brüche der Steinberger Bruchzone und das System der Brüche, welche den Mährischen Zentralen Graben von dem Hodonín—Gbely-Horst abtrennen

vání vůči běžným seismickým metodám, používaným při průzkumu sedimentárních oblastí, přinášejí metody explosivní seismologie řadu informací o existenci hlubokých zlomů, probíhajících v zemské kůře až k hranici Mohorovičićovy diskontinuity, případně hlouběji. Fyzikální kritéria, která při vyčleňování těchto poruchových oblastí používáme, můžeme rozdělit na dvě skupiny. K první skupině těchto fyzikálních projevů patří anomální jevy ve vlnových obrazech, ke druhé pak anomální jevy v průběhu seismických hranic v zemské kůře. Zvláště první skupina kritérií je velmi významná pro vyhledávání hlubokých zlomů. Jedná se především o přerušení korelace základních typů vln ve vlnovém obrazu (skok v průběhu os synfáznosti), příslušných různým hlubokým seismickým hranicím, dále výskyt difrangovaných vln — především jejich ohniska vzniku — a konečně výskyt neregulérních vln s odlišnými zdánlivými rychlostmi ve srovnání s normálním průběhem. Takovéto neregulérní vlny většinou charakterizují seismická rozhraní se značným sklonem a mohou indikovat zlomová pásma. Máme-li vyčlenit poruchy sahající až na spodní hranici kůry do Mohorovičićovy diskontinuity, je nutné, aby příslušné anomální jevy byly pozorovány na vlnách vázaných na toto rozhraní. To znamená, že tyto anomální jevy nepozorujeme v místě zlomu, ale v epicentrální vzdálenosti rovné dvojnásobné vzdálenosti poruchového pásma od výbuchu. K bezpečnějšímu vyčlenění zlomových pásem je třeba volit poměrně hustý systém měření tak, aby příslušný anomální jev byl pozorován ve vlnovém obrazu z více bodů odpalu v jednom i druhém směru měření na profilu.

Druhá skupina příznaků pro vyčleňování zlomů souvisí s anomálním rozčleněním seismických rozhraní v zemské kůře v hloubkovém seismickém řezu i v průběhu M-diskontinuity nebo v anomálních jevech v rozložení středních či skutečných rychlostí. Jednotlivé bloky mají jiné rozdělení rychlostí. Např. granitické masívy mohou se projevovat zvýšenými rychlostmi a naopak. Oblasti s metamorfovanými horninami a především oblasti se sedimenty jsou charakterizovány sníženými rychlostmi. Místa hlubinných zlomů, po kterých došlo k transportu basických hornin k povrchu, se často projevují zvýšenými středními rychlostmi.

Aplikaci uvedených kritérií můžeme demonstrovat na příkladech dvou mezinárodních profilů V a VI z karpatsko-balkánské oblasti. Profil V prochází ve směru S—J východně od Vysokých Tater přes Spišské Podhradie do Maďarska. Profil VI jde v linii Jáchymov—Nitra, přechází z Českého masívu přes Vídeňskou pánev do Podunajské nížiny a Maďarska.

Měření na profilu V nejsou dostatečně hustá a spojitá (obr. 3). Nejvýraznější hlubinný zlom byl zjištěn v oblasti bradlového pásma (připieninský lineament) a odděluje kru s mocností kůry okolo 50 km od bloku centrálních Karpat, kde mocnost kůry činí asi 35—37 km. Tento hluboký zlom dobře

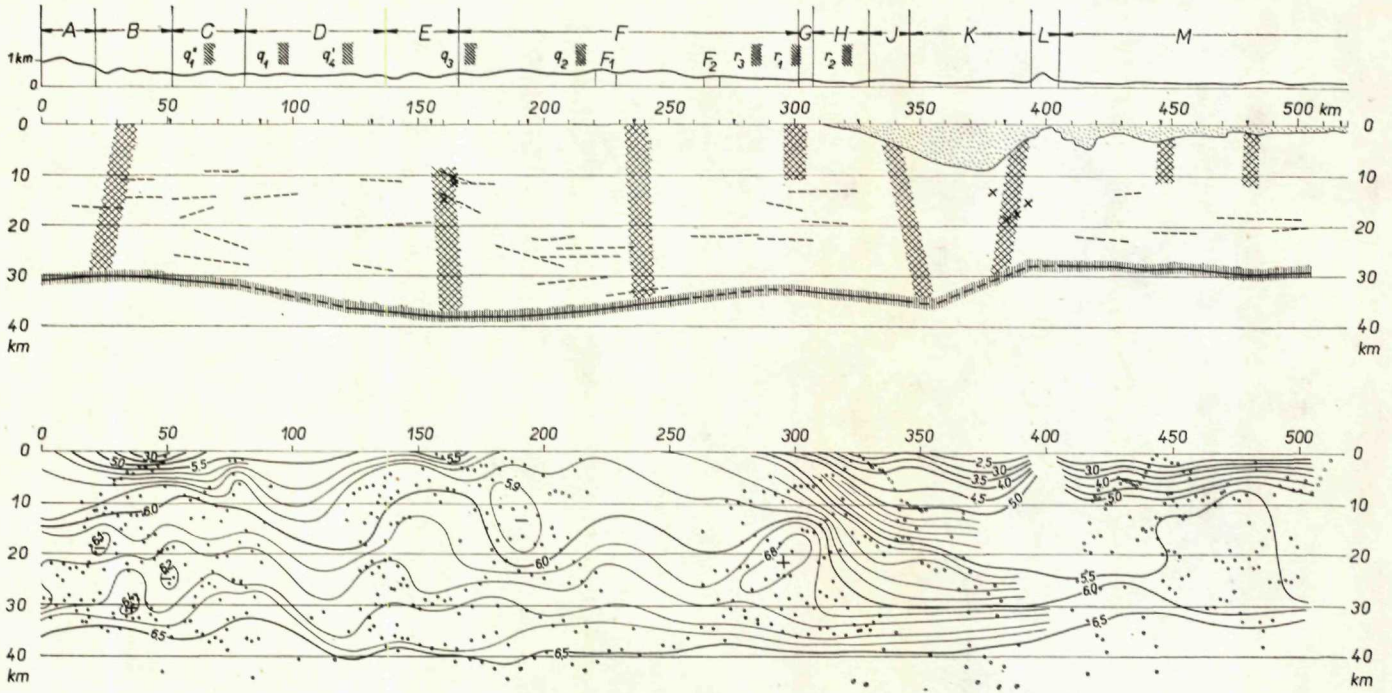


Obr. 3 Seismogeologický řez profilu V
A — polská paleozoická platforma, B — karpatská předhlubeň, C — slezská jednotka vnějších Karpat, D — magurská jednotka vnějších Karpat, E — vnitřní bradlové pásmo, F — vnitrokarpatský paleogén, G — mesozoikum severogemeridního synklinoria, H — Spišsko-gemerské rudohoří, J — Slovenský kras, K — panonský blok.
1 — neogén, 2 — karpatský paleogén, 3 — mesozoikum, 4 — paleozoikum, 5 — mesozoikum a paleozoikum blíže neurčené, 6 — krystalinikum (krystalické břidlice), 7 — granitová zóna, 8 — bazaltová zóna, 9 — M-diskontinuita, 10 — hlubinné zóny, 11 — poruchové zóny z metody KMPV, 12 — regionální zlomy, 13 — st. hranice

Abb. 3 Seismogeologischer Schnitt des Profils V. A — Polnische paleozoische Plattform, B — Karpaten-Vortiefe, C — Schlesische Einheit der Äusseren Karpaten, D — Magura-Einheit der Äusseren Karpaten, E — Innere Klippenzone, F — Innerkarpatisches Paleogen, G — Mesozoikum des Nordgemeriden Synklinoriums, H — Zips-Gemerer Erzgebirge, J — Slowakischer Karst, K — Pannonischer Block
1 — Neogen, 2 — Karpatisches Paleogen, 3 — Mesozoikum, 4 — Paleozoikum, 5 — Mesozoikum und Paleozoikum näher unbestimmt, 6 — Kristallin (kristalline Schiefer), 7 — Granit-Zone, 8 — Basalt-Zone, 9 — M-Diskontinuität, 10 — Tiefenzonen, 11 — Störungszonen aus der KMPV-Methode, 12 — Regionale Brüche, 13 — Staatsgrenzen

koreluje se zlomem nalezeným na profilu III v Zakarpatské Ukrajině, oddělujícím panonský blok od východních Karpat. Další zlomová pásma na profilu V, především v centrálních Karpatech, nejsou bezpečně zjištěna a jsou jen naznačena.

V obr. 4 je uveden seismický řez s hlubinnými zlomy pro profil VI. V dolejší části obrázku je uveden řez středních rychlostí, který značně usnadňuje vyčleňování hlubinných zón. V regionálním pohledu je patrné, že Český masív se zabořuje hlouběji do pláště ve srovnání s panonským blokem a blo-



Obr. 4 Graf isolinií středních ryhlostí v (x, z) pro profil VI (spodní část) ve srovnání s příslušným seismickým řezem (horní část obrázku). U seismického řezu jsou uvedeny osy pohyblivých zón nalezených prof. Zátopkem
Vysvětlivky pro seismický řez: A — Krušné hory, B — Doupovské hory, C — Kladensko-rakovnická pánev, D — Barrandien, E — středočeský pluton, F — moldanubikum, F_1 — centrální pluton, F_2 — třebíčský masív, G — moravikum a brněnský masív, H — karpatská čelní hlubina, J — západní flyšové Karpaty, K — Vídeňská pánev, L — Malé Karpaty, M — Podunajská nížina. A—G Český masív, H—M karpatská soustava

Abb. 4 Graph der Isolinien mittlerer Geschwindigkeiten v (x, z) für das Profil VI (unterer Teil) im Vergleich mit dem entsprechenden seismischen Schnitt (oberer Teil der Abbildung). Bei dem seismischen Schnitt sind die Achsen der beweglichen Zonen erwähnt, festgestellt von Prof. Zátopek
Erläuterungen zum seismischen Schnitt: A — Erzgebirge, B — Doupov-Gebirge, C — Kladno—Rakovník-Becken, D — Barrandien, E — Mittelböhmischer Pluton, F — Moldanubikum, F_1 — Zentraler Pluton, F_2 — Třebíč-Massiv, G — Moravikum und Brünner Massiv, H — Karpaten-Vortiefe, J — Westliche Flysch-Karpaten, K — Wiener Becken, L — Kleine Karpaten, M — Donau-Ebene. A—G Böhmischer Massiv, H—M Karpaten

kem saxoduryňským. Český masív je vnitřně členěn řadou zlomů, které mají své fyzikální indicie v materiálech hlubinného sondování a lze je korelovat se známými geologickými zlomy při povrchu Země. Podkrušnohorský zlom byl indikován z průběhu hodochron i z rozdělení středních rychlostí, neboť v těchto místech nápadně se zvyšuje vertikální rychlostní gradient v hloubce do 20 km. V oblasti středočeského švu je pozorována hluboká porucha projevující se ohnisky difragovaných vln. Hlubinná porucha v oblasti centrálního masívu je indikována ve vlnovém obrazu snížením energie odražených vln od M-diskontinuity v příslušných epicentrálních vzdálenostech. Obě poruchy vyplývají i z rozložení středních rychlostí, porucha v oblasti středočeského švu i z rozložení odrazových elementů uvnitř kůry. Další zlomové pásmo objevuje se při východním okraji moldanubika. Souvisí to zřejmě s elevačním vyklenutím M-diskontinuity a snížením mocnosti zemské kůry v těchto místech. Karpatský příkop v oblasti Vídeňské pánve je omezen dvěma zlomy. Z jihovýchodu je tento zlom indikován řadou ohnisek difragovaných vln, útlumem energie i průběhem M-rozhraní. Zlom ze severovýchodní strany se projevuje difragovanými vlnami, horizontální změnou středních rychlostí i průběhem M-diskontinuity. V oblasti Podunajské pánve byla zachycena seismicky ještě dvě poruchová pásma, která však patrně nedosahují hranice M. Je možné, že druhá zlomová linie souvisí s hranicí mezi západními Karpatami a panonským blokem. I na profilu VI na 390 km je tedy patrná hluboká zóna v oblasti připieninského lineamentu ve Vídeňské pánvi.

Výzkum hlubokých zlomů metodami explosivní seismologie nachází se v současné době v počátečním stadiu a bude nutné řešit řadu teoretických i metodických otázek souvisejících s tím, že seismické vlny procházejí různými patry zemské kůry, která se mění nejen ve směru vertikálním, ale i ve směru horizontálním a vlnový obraz je tím silně komplikovaný. Přesto dosavadní výsledky ukazují, že hlubinné seismické sondování přineslo cenná data o existenci hlubokých takřka vertikálních zlomů, rozdělujících kůru v řadu bloků. Bylo by účelné, aby metodické práce v tomto směru pokračovaly i v budoucnu, a to jak v oblasti Českého masívu, tak i v oblasti Karpat, kde konsolidovaná kůra je zakryta mocným pokryvem sedimentů.

Do tlače odporučil M. Maheľ

BŘETISLAV BERÁNEK

BEITRAG DER SEISMISCHEN TIEFENSONDIERUNGEN FÜR DAS AUFSUCHEN DER TIEFEN TEKTONISCHEN STÖRUNGEN

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Bei den seismischen Tiefensondierungen, die auf den Profilen durchgeführt werden, verfolgt man den Verlauf der ausgeprägten seismischen Grenzflächen. Es handelt sich vor allem um die Mohorovičić-Diskontuität, bzw. Zone, und Conrad-Grenzfläche, die die Basalt- und Granitschicht in der Erdkruste trennen. Daneben — bei einem ausführlicheren Messsystem — kann man mehrere Informationen über die Existenz der Tiefenbrüchen erhalten.

In der vorliegenden Arbeit werden Kriterien, die bei den seismischen Tiefensondierungen benutzt werden, zur Feststellung der Tiefenstörungen angeführt; konkrete Ergebnisse sind angegeben, die bei der Tiefensondierungen in der ČSSR auf den internationalen Profilen V und VI gewonnen wurden.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 57 | str. 197—205 | Bratislava | 1971

M. FILO*—J. ŠEFARA*

TEKTONIKA SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA A JEJ ZOBRAZENIE V GEOFYZIKÁLNYCH MAPÁCH

(4 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The article is based upon the results of geophysical research, viz. of the analyses of gravitational and magnetic anomalous field in the Spišsko-gemerské rudohorie mountains in the last years. The author concentrates mainly to the correlation of tectonic lines recognized by geological and geophysical methods of study, which result in the determination of new fault zones in the region.

Pri geologickom výskume Spišsko-gemerského rudohoria boli v jeho širšej oblasti vysledované niektoré významnejšie tektonické línie, ktoré v značnej miere ovplyvňujú geologicko-tektonickú stavbu predmetnej oblasti. Keďže sa v posledných rokoch uskutočnili v tejto oblasti rozsiahle geofyzikálne výskumy, založené na interpretácii tiažových a magnetických máp (1, 6) a výsledkoch štúdií fyzikálnych vlastností hornín (4), považujeme za vhodné pokúsiť sa o ich vzájomnú koreláciu.

Vychádzame pritom z reálneho predpokladu, že zistené tektonické línie sa prejavia v geofyzikálnych mapách zmenou anomálnych polí, porušením ich lineárneho priebehu, resp. zmenou intenzity alebo polarity. Vzhľadom na použité metódy nebudeme hovoriť o tektonických líniách, ale o poruchových zónach (reprezentujúcich výraznejšie hustotné alebo magnetické rozhranie v rôznych hĺbkach zemskej kôry), ktorých povrchovým prejavom môže byť jedna alebo viac tektonických línií. Tieto hustotné resp. magnetické rozhrania nemusia vždy zodpovedať tektonickým líniám, nech je ich hĺbkový prejav už akýkoľvek, a naopak nemožno tvrdiť, že jedine tam môže byť tektonická línia, kde je určité fyzikálne rozhranie.

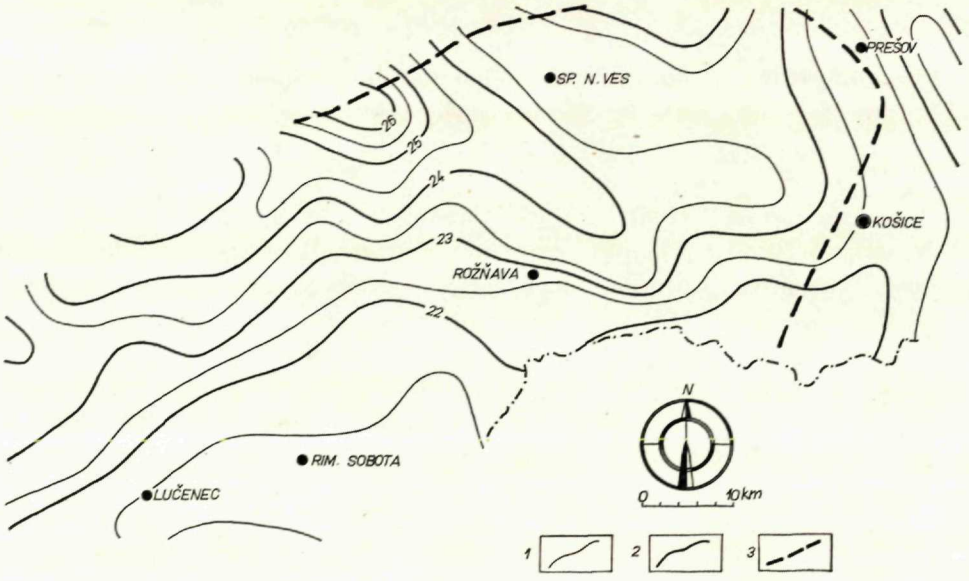
Pri hodnotení geofyzikálnych polí z hľadiska tektoniky vychádzame zo štúdie o izostázii Západných Karpát, založenej na Aeri-Heiskanenovej izostatickej teórii (6). Štúdia rieši priebeh recentnej kompenzačnej plochy hus-

* Ústav užitej geofyziky, závod Bratislava — Prievoz

totne homogénnej zemskej kôry s možnosťou odchýliek od izostatickej rovnováhy.

Túto kompenzačnú plochu nemožno stotožňovať s priebehom M-diskontinuity, ale môže mať s ňou viac-menej paralelný priebeh. Tam, kde sa hlbinnou seizmickou sondážou zistí zjavný nesúhlas medzi priebehom kompenzačnej plochy a M-diskontinuity, môžeme nehomogenity v priebehu kompenzačnej plochy pokladať za prejav hustotných nehomogénnit v spodných častiach zemskej kôry. Nesúhlas medzi priebehom oboch plôch môžeme na základe výsledkov seizmiky pokladať za evidentný (7). Z toho vyplýva, že nehomogenity v kompenzačnej ploche vystihujú delenie zemskej kôry na jednotlivé samostatné bloky s vlastnou geologickou históriou a ich interpretácia ako hlboko založené poruchové zóny zlomového charakteru bude vo väčšine prípadov opodstatnená.

Na mape izohýps kompenzačnej plochy pozorujeme v niektorých oblastiach výraznejšie nahromadenie izohýps, zodpovedajúcich zmenám hĺbky kom-



Obr. 1 Mapa izohýps kompenzačnej plochy v širšom okolí Spišsko-gemerského rudohoria (J. Popelář 1968)
1 — izohypsy po 0,5 km; 2 — izohypsy po 1 km; 3 — hranica medzi oblasťami s rôznym stupňom izostatickej kompenzácie

Fig. 1 The map of isohypses of the compensation area around the Spišsko-gemerské rudohorie mountains (J. Popelář 1968)
1 — isohypses by 0,5 km; 2 — isohypses by 1 km; 3 — dividing lines between the areas with a different degree of isostatic compensation

penzačnej plochy v pozdĺžnom smere a prebiehajúcich viac-menej spojite na veľkých vzdialenostiach v horizontálnom smere. Tieto pozdĺžne zóny sú na niektorých miestach deformované v smere priečnom, podobne ako v geológii (5).

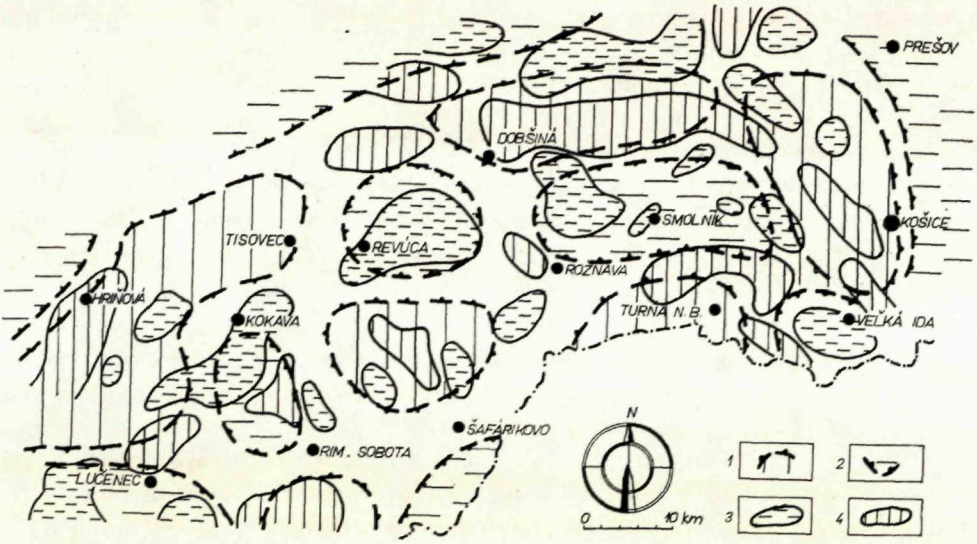
Ďalší problém, ktorý tu riešime, je miera vplyvu spomínaných zón na priestorové rozloženie tiažových a magnetických hmôt v zemskej kôre do hĺbky cca 20 km a priebeh významných tektonických línií, overených geologickým mapovaním. Pri tejto korelácii vychádzame zo všetkých dostupných tiažových a magnetických máp a z máp z nich odvodených, ktoré boli použité a preložené v záverečnej správe o geofyzikálnych výskumoch a meraniach v Spišsko-gemerskom rudohorí (1). Pri opise tektonických zón sa pridržiavame zaužívanej geologickej terminológie, špecifikujúcej tektonické línie na pozdĺžne a priečne (5).

Pozdĺžne tektonické zóny by mali byť v geofyzikálnych mapách charakterizované ako výraznejšie hustotné a magnetické rozhrania, alebo len ako jedno rozhranie. Ak sa geologicky zistené rozhranie v geofyzikálnych mapách nezobrazuje, ide o styk hustotne i magneticky homogénneho prostredia. Akýkoľvek prejav hustotného rozhrania so zreteľne lineárnym priebehom, sprevádzaný magnetickými anomáliami kladnej alebo zápornej polarity, možno s veľkou pravdepodobnosťou považovať za tektonickú zónu, ktorá sa stala prívodnou cestou pre výstup vulkanických hornín.

Interpretácia priečnych poruchových zón sa javí značne jednoduchšia už i preto, že geologické štruktúry, a teda i štruktúry geofyzikálne, majú lineárny priebeh a výrazná zmena v ich priebehu, sprevádzaná často zmenou intenzity alebo i polarity polí, stáva sa zodpovedným kritériom prítomnosti poruchovej zóny rôzneho hĺbkového dosahu.

Hlbšiu analýzu si zaslúžia tzv. pozdĺžne poruchové zóny, prejavujúce sa v mape izohýps kompenzačnej plochy lineárnym gradientom značných rozmerov, ako je poruchová zóna Halič—Jelšava—Košice. V mapách regionálnych tiažových anomálií II. rádu, ako aj v reziduálnych mapách sa najmä v území Hrachovo—Košice zobrazuje výrazný gradient, zodpovedajúci hustotnému rozhraniu medzi ľahkými hmotami na severe a ťažšími hmotami na juhu (obr. 2). Na j. okraj tejto zóny sa takmer v celej oblasti viažu výraznejšie magnetické anomálie lokálneho charakteru, ako aj regionálna anomália nižšej intenzity lineárneho priebehu (obr. 3). Lokálne i regionálne magnetické anomálie dávame do súvisu s anomálnymi účinkami bázických a ultrabázických hornín, ktorých prítomnosť bola overená geologickým mapovaním na viacerých lokalitách. Intruzívne telesá bázickej magmy poukazujú na hlboko založenú tektonickú zónu, ktorej povrchovým prejavom môže byť línia rožňavská a s ňou paralelné línie podradnejšieho významu smeru V—Z.

Táto podľa nás zložitá poruchová zóna pokračuje po prerušení v priestore

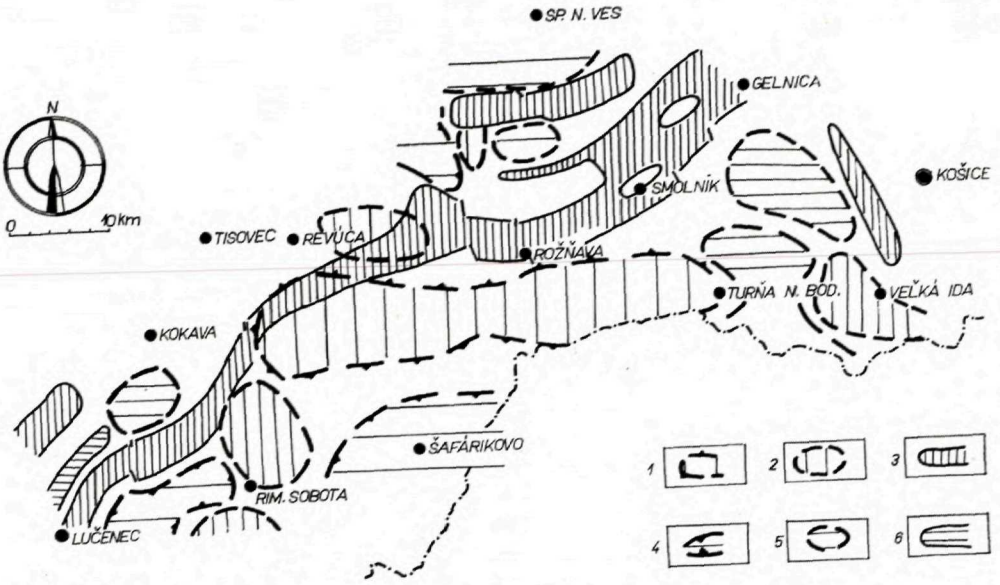


Obr. 2 Schéma hlavných gravimetrických štruktúr v širšom okolí Spišsko-gemerského rudohoria (J. Šefara 1970)
1 — tiažové elevácie vyvolané ťažšími horninami vo veľkých hĺbkach (rádove 10 km); 2 — depresie charakterizujúce ľahké horniny z veľkých hĺbok a rozsiahle sedimentárne panvy; 3 — elevácie charakterizujúce ťažké hmoty (hĺbka cca 2 km); 4 — depresie povrchových ľahkých hmôt

Fig. 2 The scheme of the main gravimetrical structures in the area of the Spišsko-gemerské rudohorie mountains (J. Šefara 1970)
1 — gravity elevations caused by heavy rocks in greater depth (10 km); 2 — depressions characteristic of light rocks in greater depths, and extensive sedimentary basins; 3 — elevations characteristic of heavy masses (in the depth of approximately 2 km) 4 — depressions of light surficial masses;

Turne nad Bodvou z okolia Medzeva do priestoru Košíc, kde sa jej prejav na mape izohýps končí na poruchovej zóne Moldava—Košice. Táto zóna predstavuje j. obmedzenie výraznej tiažovej elevácie v území z. od Košíc, ktorej geologická interpretácia nie je jednoznačná voči výraznej tiažovej depresii v území Moldava—Veľká Ida. Depresia je charakterizovaná výraznou magnetickou anomáliou plošného rozsahu a jej pôvod nemožno dávať do súvisu len s magnetickými sedimentmi vo výplni depresie, ale predovšetkým s ultrabázickými telesami, overenými vrtmi pri Komárovciach a Hodkovciach. Predpokladáme, že tu ide o významný tektonický uzol, pôvodcu ultrabázického telesa na križení poruchovej zóny rožňavskej a moldavsko-košickej, ktorá je pravdepodobne pokračovaním línie Darnó (obr. 4).

V území zjz. od Kokavy nad Rimavou pozorujeme prejav len jednej poruchovej zóny.



Obr. 3 Schéma hlavných magnetických štruktúr v širšom okolí Spišsko-gemerského rudohoria (M. Filo 1970)
1 — plošné relatívne maximá ΔZ; 2 — lokálne maximá ΔZ; 3 — lineárne magnetické štruktúry kladnej polarity; 4 — plošné relatívne minimá ΔZ; 5 — lokálne minimá ΔZ; 6 — lineárne magnetické štruktúry zápornej polarity

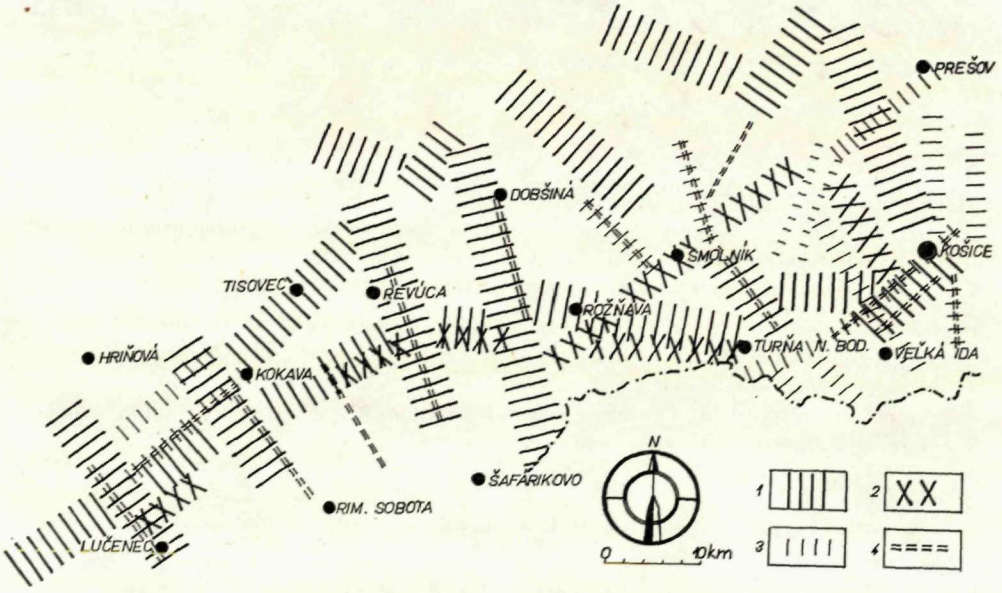
Fig. 3 The scheme of the main magnetic structures in the area of the Spišsko-gemerské rudohorie mountains (M. Filo 1970)
1 — planar relative maxima ΔZ; 2 — local maxima ΔZ; 3 — linear magnetic structures with positive polarity; 4 — planar relative minima ΔZ; 5 — local minima ΔZ; 6 — linear magnetic structures with negative polarity

V západnom pokračovaní vlastnej muránskej línie nachádzame v reziduálnych tiažových i magnetických mapách dve rozhrania, paralelné s jej priebehom, ako aj s priebehom významnej poruchovej zóny spomenutej vyššie. Interpretáciu týchto rozhraní ako možného pokračovania spomínanej hlbinnej zóny sťažuje výrazná tiažová elevácia v okolí Hriňovej, ktorá najmä v regionálnych tiažových mapách hustotné rozhranie posúva značne na juh.

Na mape izohýps sa ďalej zobrazujú poruchové zóny, ktoré nemôžeme vždy jednoznačne klasifikovať ako pozdĺžne. Do gemeridnej tektonickej jednotky zasahujú len okrajovo. Je to tektonická zóna smeru ZSZ—VJV južne od Kráľovej Hole, ktorá pravdepodobne podmieňuje tektonické obmedzenie kryštalinika Nízkych Tatier. Ďalej sú to dve poruchové zóny v oblasti Braniska. Prvá, smeru SZ—JV, nachádza sa na j. svahoch Levočského pohoria. V jej jv. pokračovaní možno sledovať margeciansku líniu, ktorá

sa však na mape izohýps neprejavuje. Výrazný tiažový gradient toho istého smeru, ktorý sa dá dobre sledovať na všetkých tiažových mapách, má zrejme úzky vzťah k násunovým plochám, paralelným s margecianskou líniou. Po jednej z nich pravdepodobne došlo k vyvlečeniu intruzívnych telies, nachádzajúcich sa v území Košická Belá—Šaca. Druhou poruchovou zónou v tejto oblasti je východné obmedzenie Braniska.

V severozápadnom obmedzení výraznej regionálnej tiažovej elevácie môžeme predpokladať ďalšiu poruchovú zónu, ktorá sa na mape izohýps na našom území bezprostredne neprejavuje. Jej prejav pozorujeme len v odvodených mapách tiažových, najmä však v oblasti sv. od Prešova až do Stropkova, kde sa výrazne prejavuje i na mape izohýps kompenzačnej plochy.



Obr. 4 Schéma hlavných tektonických zón podľa geofyziky (M. Filo—J. Šefara 1970)

1 — hlavné poruchové zóny prejavujúce sa na priebehu izohýps kompenzačnej plochy; 2 — poruchové zóny charakterizované výskytom bázických a ultrabázických hornín; 3 — výrazné hustotné rozhrania vo vrchných častiach zemskej kôry; 4 — výrazné magnetické rozhrania v najvrchnejších častiach zemskej kôry

Fig. 4 The scheme of the main tectonic zones, based upon geophysics (M. Filo—J. Šefara 1970)

1 — the main fault zones indicated by the course of isohypses of the compensation plane; 2 — the fault zones characterized by occurences of basic and ultrabasic rocks; 3 — conspicuous density limits in the top parts of the earth crust; 4 — conspicuous magnetic limits in the topmost parts of the earth crust

Jej pokračovanie smerom na JZ by sme mohli na základe rozloženia magnetických hmôt hľadať v oblasti Gelnica—Smolník a po prerušení priečnou poruchovou zónou Turňa—Štós, v oblasti Pača—Rožňava—Plešivec. Predpokladáme, že na túto hlboko založenú poruchovú zónu sa viažu intruzívne bázické horniny s magnetickým prejavom v oblasti Rožňava—Gelnica. Spomínaná poruchová zóna a zóna Turňa—Štós z hľadiska magnetických anomálií delí gemeridnú jednotku na dve časti: západnú — s výrazným nahromadením magnetických hmôt, a východnú — s úplným nedostatkom bázických hmôt predmezozoického veku.

Problematické je zaradenie poruchovej zóny smeru SZ—JV, ktorá sa prejavuje lineárnym gradientom v priebehu izohýps kompenzačnej plochy iba j. od Spišskej Novej Vsi a na ostatných mapách sa neprejavuje. Jej pokračovaním po prerušení v okolí Smolníka by mohla byť priečna zóna v okolí Turne n/Bodvou, ktorá v tomto priestore značne ovplyvňuje priebeh zóny Jelšava—Košice.

Výrazné deformácie v lineárnom priebehu izohýps dávame do súvisu s významnými priečnymi poruchovými zónami. Priebeh týchto poruchových zón sa zobrazuje takmer vo všetkých geofyzikálnych mapách výraznými hustotnými alebo magnetickými rozhraniami vo vrchných častiach zemskej kôry. Väčšinou majú kolmý smer na pozdĺžne poruchové zóny.

Medzi najvýznamnejšie priečne poruchové zóny zaraďujeme ohyb izohýps kompenzačnej plochy v úseku Turňa—Štós a jeho pokračovanie kladieme do oblasti j. od Spišskej Novej Vsi. Táto priečna poruchová zóna v značnej miere ovplyvňuje priestorové rozloženie magnetických hmôt v celom skúmanom území. Druhá významná priečna poruchová zóna sa nachádza z. od rieky Rimava medzi Kokavou nad Rimavou a Rimavskou Sobotou. Pozdĺž nej opäť dochádza k výraznej deformácii v priebehu magnetických i gravimetrických štruktúr. V západnej časti územia má podobný význam poruchová zóna, prechádzajúca v blízkosti Lučenca.

Osobitné postavenie čo do smeru zaujíma poruchová zóna v. i z. od masívu Kohút. Už predtým sme upozornili na výrazný gradient v území Kráľova hoľa—Jelšava. Plošne mu zodpovedá výrazná tiažová depresia, prejavujúca sa vo všetkých mapách. Jej južná centrálna časť, viditeľná na mapách reziduálnych anomálií, je plošne totožná s intenzívnou magnetickou anomáliou smeru Z—V. Nech je už geologický výklad tejto anomálie akýkoľvek, jej zdrojom je hustotne ľahké, ale intenzívne magnetizované teleso. S podobným tiažovým a magnetickým prejavom sme sa stretli už v oblasti Moldava—Veľká Ida—Šaca. Telesá vystupujú na j. okraji výraznej poruchovej zóny v území Revúca—Rožňava—Turňa nad Bodvou—Medzev—Košice, doteraz považovanom za hlbinný prejav rožňavskej línie.

Táto pozdĺžna poruchová zóna smeru V—Z značne ovplyvnila priebeh

poruchových zón, prechádzajúcich Jelšavou a Štítnikom. Za povrchový prejav poruchovej zóny Rejdová—Štítnik, najmä v území s. od Štítnika, považujeme štítnický zlom a tektonickú líniu Dobšiná—Nižná Slaná—Rožňavské Bystré.

V strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria boli na základe reziduálnych tiažových a magnetických máp interpretované ďalšie menej výrazné poruchové zóny, ovplyvňujúce rozloženie hustotných a magnetických hmôt vo vrchnejších častiach zemskej kôry (3, 8). Vo v. časti územia sú zhodné so systémom hornádskych zlomov.

Záverom možno konštatovať, že na základe analýzy geofyzikálnych prác boli v širšej oblasti Spišsko-gemer. rudohoria zistené pozdĺžne priečne hlbinné poruchové zóny, z ktorých niektoré na základe rozloženia magnetických hmôt možno považovať za prívodné cesty bázických hornín rôzneho typu a veku. Týmto poruchovým zónam zodpovedajú väčšinou geologicky významné zlomy. Ich zobrazenie v geofyzikálnych mapách obyčajne však nie je po celej ich dĺžke rovnaké. Geologická interpretácia tohto javu, ako aj interpretácia zón, ktorých povrchové prejavy nie sú doteraz známe, alebo nejestvujú, si vyžadujú ďalší geologicko-geofyzikálny výskum.

Do tlače odporučili M. Maheľ a L. Snopko

LITERATÚRA

[1] Bárta R. — Bednář J. — Filo M. — Kadlec E. — Kotásek J. — Snopko L. — Šefara J., 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa. Manuskript-archív ÚGF Bratislava. — [2] Fusán O. — Kuthan M. — Ďuratný S. — Plančár J. — Zbořil L. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Zborník Geol. vied — Západné Karpaty zv. 10. GÚDŠ Bratislava. — [3] Grecuľa P., 1969: Prešmykové línie v oblasti Mníška n/H a ich vzťah k rudným ložiskám. Geolog. práce Správy 47. GÚDŠ Bratislava. — [4] Janák F. — Kadlec E. 1969: Statistické spracování naměřených hodnot fyzikálních parametrů s aplikaci na horninách Spišsko-gemerského rudohoří a přilehlých oblastí. Manuskript-archív ÚGF, Bratislava. — [5] Maheľ M., 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geolog. práce, Správy 47. GÚDŠ, Bratislava. — [6] Popelář J., 1968: Gravity Field and Isostasy in the Area of Czechoslovak West Carpathians, Sborník Užitá geofyzika, sv. 7. ČSAV, Praha. — [7] Senaš Ď., 1969: Razvitie i strojenie Karpatskogo basejna, Specialnoje izdanie Vengerskogo geofizičeskogo instituta im L. Etvéša dlja IX. sesii Karpatsko-balkanskoj associacii, Budapest. — [8] Snopko L. — Reichwalder P. — Ivanička J. — Lamoš A., 1969: Zlomová tektonika v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Geolog. práce, Správy 47, GÚDŠ, Bratislava.

M. FILO – J. ŠEFARA

TECTONICS OF WIDER SURROUNDINGS OF THE SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE MTS AND ITS REPRESENTATION IN GEOPHYSICAL MAPS

(Summary of the Slovak text)

This paper sets out from the sesults of geophysical investigation carried out in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. in the last years, i. e. from the analysis of gravity and magnetic anomaleus fields. For correlation by geological studies of established tectonic lines various derived fields of both anomalous fields were applied. The regional gravity field of the West Carpathians of 1 st order is interpreted in the form of the course of compensation plane for Airy — Heiskanen's isostatic theory (J. Popelář 1968) and for interpretation of dislocation zones mainly its maximum changes are applied. On the basis of manifestation in the gravity and magnetic field dislocation zones were divided into longitudinal and transverse ones (M. Maheľ 1968).

According to correlation of both fields dislocation zones were distinguished, which may be supposed as possible channelways of volcanic rocks of various type and age. To those zones may be ranged in the fisr place the wide Rožňava Dislocation Zone, including several dislocations, mainly south of the Rožňava Fault Line.

According to the analogy of manifestation of dislocation zones in geophysical maps further important dislocation zones are supposed. It is mainly the zone Spišská Nová Ves—Turňa nad Bodvou.

On the basis of comparison of anomalous fields the total course of the Muráň Fault Line is discussed, mainly its manifestation of deep-seated position.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 57 | str. 207—213 | Bratislava | 1971

LAURENC SNOPKO*

PRIEBEH BRIDLIČNATOSTI V PALEOZOIKU SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA

(1 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The author deals with the course of schistosity in the Gemerides with respect to particular Palaeozoic series and to the age of the foliation planes. Presented is the author's opinion about the genesis of the cross and bedding schistosity and his attempts to analyse their genesis in relation to large fold structures.

V poslednom období zohralo významnú úlohu pri výskumoch paleozoických útvarov v Spiš. gemerskom rudohorí sledovanie bridličnatosti a zisťovanie jej vzťahu ku geologickým štruktúram.

V prvej etape išlo hlavne o štúdium štruktúr v rámci určitých typov hornín. V bridličnatosti sa sledovala vnútorná deformácia, t. j. či ide o priečnu alebo vrstevnú bridličnatosť v jednotlivých sériách a ich počet. Toto štúdium bolo potrebné doplniť výskumom vo valúnoch, a to u súvrstiev karbónu, permu i eocénu; priamo vo valúnoch identifikovať rôzne sedimentárne i pyroklastické členy a v nich riešiť vzťah pôvodnej vrstevnatosti k prvotnej bridličnatosti.

V druhej etape bolo potrebné v rámci celého územia riešiť hlavne veľké tektonické štruktúry, sledovať priebeh vrstevných pruhov. Keďže tu ide o súvrstvia bez fosílií, na základe štúdia úložných pomerov drobných litologických prvkov pokúsiť sa riešiť základnú stavbu jednotlivých sérií. Do takto zistenej stavby pokúsiť sa premietnúť regionálny priebeh jednotlivých bridličnatostí, získať podklady o ich vzájomnej spätosti, prípadne o ich samotnom vývoji.

Vytýčené problémy sa riešili postupne, analýzou jednotlivých procesov, od najmladších útvarov (najjednoduchších) až k najstarším (zložitým).

Na mnohých miestach v paleozoických sériách pozorovať len jednu foliačnú plochu — bridličnatosť vrstevnú, alebo priečnu. Niekde však pozorovať zreteľne dva i tri druhy.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

U všetkých plôch je potrebné zistiť ich vek, t. j. príslušnosť k určitému orogénu, ich vzťah k väčším vrásovým štruktúram — teda k vrstevnatosti a polohu v priestore.

Najjednoduchšie štruktúrne prvky sú v sedimentoch vrchného karbónu, permu i mezozoika. Výrazné sú hlavne dve foliačné plochy. Prvá je totožná s vrstevnatosťou. Rozšírená je najmä v sedimentárnych členoch mladšieho paleozoika a v detritických členoch sp. triasu. Druhá priečna bridličnatosť je taktiež rozsiahla a v niektorých úsekoch taká intenzívna, že zastiera prvotnú bridličnatosť.

Časové rozpätie vzniku oboch bridličnatostí v súvrstviach vrchného karbónu, permu a v spodných členoch mezozoika sa upresňovalo i štúdiom valúnového materiálu. V eocénnych zlepencoch možno pozorovať obidve foliačné plochy. Názorné príklady sú v Markušovciach pri Rudňanoch. Valúny sa tu skladajú najmä z werfénskych a permských hornín. Foliačné plochy sú veľmi výrazné. Staršia je vrstevná bridličnatosť, mladšia tvorí priečnu foliačnú plochu. Na materiáli možno dokázať, že obidve foliačné plochy vznikli ešte pred usadením eocénnych zlepencov. Výsledky štúdia valúnového materiálu v súvrstviach vrchného karbónu a permu potvrdzujú, že vrchný karbón a perm boli za alpského vrásnenia prvýkrát spolu s mezozoikom zvrásnené a metamorfované. Dokazujú to najmä nemetamorfované valúny z hornín vrchného karbónu vyskytujúce sa v perme v oblasti Radzimu i v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a veľké množstvo metamorfovaných hornín zo starších sérií (rakovskej a gelnickej) patriacich starším hercýnskym etapám. Uvedené štruktúry i textúry sledované v horninách mladšieho paleozoika a mezozoika i vo valúnoch eocénu vznikali teda v rozpätí spodná krieda—eocén.

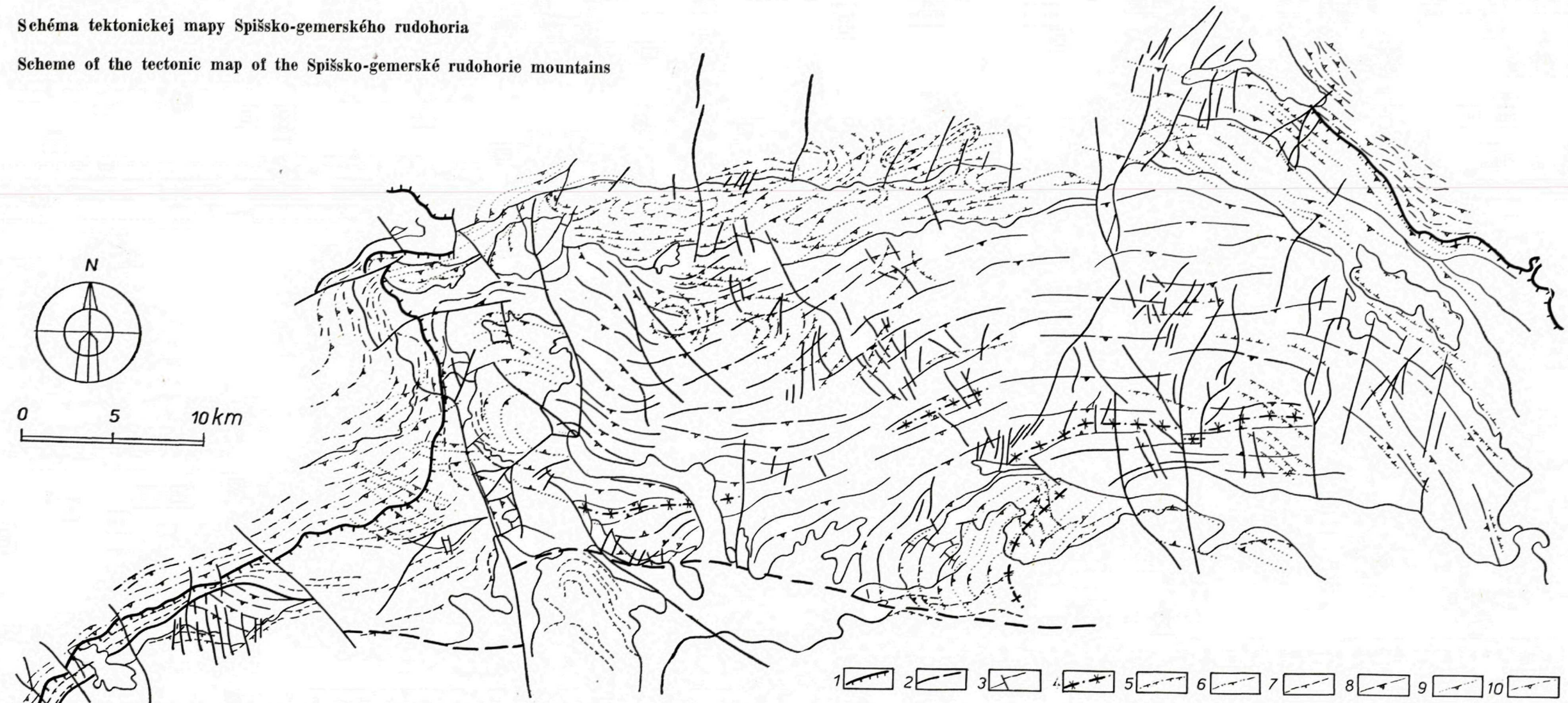
Vrstevná bridličnatosť v mladšom paleozoiku a v mezozoiku je najvýraznejšie vyvinutá v strednej a severnej časti — oblasť Ždiaru j. od Kobeliarova, blízké okolie Dobšinej i širšia oblasť Bíntu, Závadky a Rudnian a spolu s vrstevnatosťou priečnou sa podieľa na modelovaní mladých deformácií pozdĺžnych i priečnych vrásových štruktúr. Podobne, najmä vo vrchnokarbónskych sedimentoch, je tomu i v oblasti Markušky, Ochtinej a Štítnika až po Lučenec. Menej výrazná vrstevná bridličnatosť je už v sedimentoch morského permu pri Štítniku.

V mladšom paleozoiku v oblasti Ochtinej až po Lučenec je bridličnatosť uklonená k JV a prebieha približne zhodne s lubenickou líniou. V širšom okolí Ochtinej a v okolí Brusníka je modelovaná podľa mladých deformácií dvoch známych systémov V—Z a S—J.

Je pravdepodobné že vrstevná bridličnatosť sa vytvárala v období, keď došlo k násunu gemeríd na veporidy, pretože v oblasti ich styku je vyvinutá foliácia k juhu, súbežná s plochou násunu. Zvlášť výrazné je jej esovité pre-

Schéma tektonickej mapy Spišsko-gemerského rudohoria

Scheme of the tectonic map of the Spišsko-gemerské rudohorie mountains



(M = 1 : 200 000) upravené podľa prác GLŠ z r. 1970 — archív GÚDŠ-AP 4432. Zostavili L. Snopko — P. Reichwalder

Vysvetlivky: 1 — lubenícko-margecianska línia; 2 — rožňavská línia; 3 — významnejšie zlomy; 4 — bridličnatá vejárovitá stavba; 5—7 — regionálny priebeh vrstevnej bridličnatosti; 5 — v gelnickej sérii; 6 — v rakovskej sérii; 7 — vo vrchnom karbóne, perme a mezozoiku; 8—10 — regionálny priebeh priečnej bridličnatosti; 8 — v gelnickej sérii; 9 — v mezozoiku, perme, vrchnom karbóne a rakovskej sérii; 10 — vo veporidách (súhlasne s lubenícko-margecianskou líniou

(1 : 200 000), modified according to the results of GLŠ from the year 1970 — the archives of GÚDŠ-AP 4432 Compiled by L. Snopko — P. Reichwalder

Explanatory notes: 1 — The Lubeník-Margecany line; 2 — The Rožňava line; 3 — important faults; 4 — schistose fan-like structure; 5—7 the regional course of bedding schistosity; 5 — in the Gelnica series; 6 — in the Rakovec series; 7 — in Upper Carboniferous, Permian and Mesozoic; 8—10 the regional course of transversal schistosity; 8 — in the Gelnica series, 9 — in Mesozoic, Permian, Upper Carboniferous and in the Rakovec series; 10 — in the Veporides (in accordance with the Lubeník-Margecany line)

hnutie v okolí Jelšavy a Ochtinej a v okolí Rejdovej v pásme Kohúta. Podobne je to i v Čiernej hore, kde priebeh bridličnatosti taktiež súhlasí s priebehom presunovej plochy. V západnej časti je priebeh smeru SV—JZ s úklonom k JV, vo východnej časti priebeh SZ—JV s úklonom k JZ. Zóna zbridličnatenia je značne široká, tektonický štýl tejto „vnútornej zóny" pozorovať nielen v podložných častiach vo veporidách a ich obalových jednotkách, ale sa prenáša i do okrajových častí gemeríd, kde taktiež obkresľuje priebeh stykovej zóny.

V ostatných oblastiach gemeríd je v mladšom paleozoiku značne vyvinutá i priečna bridličnatosť. Vzťah zrudnenia k foliačným plochám naznačuje, že je tu výrazný časový odstup. Najvýraznejšie sa prejavuje v oblasti od Rožňavy po Jasov, kde intenzívne presekáva prvotnú vrstevnú bridličnatosť a v niektorých miestach ju úplne zastiera. Vyvíja sa zo svojho podložia. Od Zadielskej doliny na V je uklonená k SZ a pokračuje už z rakovskej série. Od Zadielu na Z je uklonená opačne, k JV až V a vyvíja sa taktiež z podložia z gelnickej série. V severnej časti gemeríd nie je už tak intenzívne vyvinutá. Možno ju pozorovať v priebehu celej s. časti podobne ako vrstevnú bridličnatosť. Prebieha približne so zónou prešmykov. Má generálny smer V—Z s úklonom k juhu a približovaním sa ku zóne Kohúta, v oblasti Dobšinej sa stáča k juhozápadu až k juhu, pričom úlomky ostávajú nezmenené. Podobne i vo východnej časti v oblasti Margecian sa bridličnaté plochy stáčajú k juhozápadu a úklony sú k J až JZ.

Rozdiely pozorovať jedine v úseku Roštár Henckovce, kde sa bridličnatosť postupne stáča zo smeru S—J až do smeru SZ—JV s úklonmi k V až SV. I v tejto časti sa bridličnatosť vyvíjala postupne zo svojho podložia.

V okolí Markušky—Ochtinej mladšia bridličnatosť sa stáča do smeru V—Z a je uklonená k juhu. Prechádza plynule cez styk gemeríd a veporíd. Západným smerom ju nepozorovať, iba ojedinele v mladšom paleozoiku, a splýva s vrstevnou bridličnatosťou.

Oveľa ťažšie je sledovať priebeh uvedených bridličnatostí v starších sériách.

Zo štúdia valúnov vo vrchnokarbónskych sedimentoch (v Rudňanoch, Dobšinej a pri Gelnici obsahujú vysoké percento sedimentov i výlevných hornín) vysvitá, že rakovská séria ešte pred usadením sa vrchného karbónu bola metamorfovaná. Sedimenty rakovskej série vo valúnoch majú vyvinutú len jednu bridličnatosť, vrstevnú. Rovnako i výlevné horniny a ich pyroklastiká. Naproti tomu tie isté typy hornín z rakovskej série, ktoré sú vo valúnoch eocénnych zlepencov, majú už dve bridličnatosti — vrstevnú i priečnu. Dá sa usudzovať, že vrstevná bridličnatosť rakovskej série je pôvodná hercýnska (sudetská (C_1—C_2), pravdepodobnejšie bretónska (D—C).

V samotnej rakovskej sérii možno preukázať dve výrazné bridličnatosti. Vrstevnú a priečnu bridličnatosť. Len ojedinele, vo zvlášť mäkkých horninách

pozorovať i viac foliačných plôch. Priečna bridličnatosť, ako vysvitá z porovnania výsledkov získaných z eocénnych a karbónskych valúnov, je teda alpínska má viac-menej puklinový charakter. Vrstevná bridličnatosť je výrazne kryštalizačná.

Keďže sa za alpských horotvorných pochodov odohrali dve výrazné etapy, ktoré sa svojím rozšírením i časom značne líšia, je možné, že pôvodná vrstevná bridličnatosť bola pri týchto pochodoch obnovená a priečna bridličnatosť dvakrát zmladená.

V severnejšej časti paleozoika gemeríd rakovskej série je vrstevná bridličnatosť v okrajových častiach uklonená prevažne k severu. Od Rudnian smerom na Z až k Dobšinej pozorovať zvlnenie do stredných vrásových štruktúr V—Z smeru. Uvedené štruktúry nápadne súhlasia s alpínskymi smermi. Priečna bridličnatosť nenarúša túto stavbu a je výrazne mladšia od uvedených stredných štruktúr a má sklon.

V južnej časti gemeríd je rakovská séria výrazne porušená mladšou bridličnatosťou s podobným priebehom ako v mladšom paleozoiku.

Najzložitejšie pomery sú v gelnickej sérii. Priebeh bridličnatosti je rôznorodý. Najvýraznejšie je vyvinutá *bridličnatosť priečna*, ktorá udáva sérii celkový charakter. V rôznych častiach je však vyvinutá rôzne. V severnej časti je uklonená k juhu, jej smer sa však podstatne nemení. V oblasti j. od Dobšinej prebieha bridličnatosť zhruba smerom V—Z, pričom pri styku gemeríd s veporidami sa otáča v smere príkrovovej plochy. V okolí Vlachova, N. Slanej má už priebeh sz.-východný smer, odkiaľ sa stáča oblúkovite cez Podsúlovú až k Henckovej, cez G. Polomu k Smolníckej Hute do smeru SV—JZ. V úseku Smolník—Mníšek sa celý priebeh bridličnatosti znova pozvoľne stáča do smeru V—Z a až pri Hýľove a Zlatej Idke má opäť priebeh SZ—JV.

V južnej časti gelnickej série sú pomery oveľa zložitejšie. V oblasti masívu Turecká je výrazná vejárovitá štruktúra, ktorej os smerom od Rožňavy na Z prebieha vz. smerom. Pod sedimentmi mladšieho paleozoika sa postupne stáča na SZ. Poukazujú na to najmä úlomky foliačných plôch, ktoré majú na j. svahoch masívu Tureckej smer SZ až S, v okolí Gľacu, Roštáru, Slavošky SV. Na s. svahoch Tureckej sú takmer opačné, taktiež v okolí Henckoviec a N. Slanej. Západné pokračovanie bridličnatosti v gelnickej sérii sa končí pri Markuške, kde sa postupne stáča do smeru S—J, t. j. do smeru priebehu príkrovovej plochy. Pri Železníku, Jelšave a Hrádku má už opäť smer zhruba V—Z s úklonmi k JZ. Od Rožňavy na východ sa uvedená štruktúra taktiež stráca a jej pokračovanie možno v náznakoch pozorovať sz. od Pače.

Druhá veľmi výrazná vejárovitá štruktúra sa rozprestiera s. od N. Medzeva. Jej os prebieha od Štumpenbergu na Lastovičí vrch a odtiaľ vz. smerom k Zlatej Idke. Všetky úlomky bridličnatosti južne od tejto osi sú uklonené

k S a SZ. Foliačné plochy ležiace severnejšie od osi veporidnej štruktúry sa prudko ukláňajú k juhu a v západnom pokračovaní medzi Drnavou a Čučmou sa stáčajú pozvoľne do smeru S—J s úklonmi k východu, pri Drnave až do smeru SZ—JV s úklonmi k SV. Smerom na V pozorovať túto mohutnú štruktúru až po zlatoidský granit, kde sa stráca.

I vrstevná bridličnatosť je v gelnickej sérii vyvinutá výrazne, hlavne na severnom krídle hnileckej antiklinály, na jej brachyantiklinálnom uzávere pozorovať výrazné presekávanie sa jednotlivých foliačných plôch. Podobnou oblasťou je južné krídlo hnileckej antiklinály sz. od N. Medzeva. V ostatných územiach gelnickej série okrem vejárovitých štruktúr prebieha priečna bridličnatosť pomerne súbežne s vrstevnou bridličnatosťou. Značné rozdiely sú však v ich úklone.

Na rozdiel od gelnickej série, kde je dominantná priečna bridličnatosť puklinová, v s. časti rakovskej série je určujúca bridličnatosť vrstevná, ktorá má kryštalizačný charakter.

Tento poznatok a výsledky zo štúdia valúnov v sedimentoch karbónu, v ktorých je vyvinutá priečna bridličnatosť, poukazujú na to, že priečna bridličnatosť v gelnickej sérii je hercýnska a za alpských pochodov bola znova obnovená. Dala predpoklady pre prenášanie starých foliačných štruktúr i do rakovskej série a mladšieho paleozoika, hlavne v južných častiach gemeríd.

Prípady tretej, najmladšej priečnej bridličnatosti sú pomerne zriedkavé a bude potrebné s týmto problémom sa ešte zaoberať.

Vrstevná bridličnatosť sa vytvorila pravdepodobne za kaledónskych vrásnivých pochodov pred usadením sa rakovskej série, ktorá leží diskordantne na staršom podklade.

Z uvedených prípadov priebehu bridličnatosti vyplýva zaujímavý vzťah jednotlivých foliačných plôch, ak ich skúmame naprieč sériami a považujeme doterajšie úvahy o ich časovom zaradení za správne.

V prvej etape alpských horotvorných pochodov sa v mladšom paleozoiku a v mezozoiku vplyvom vrásnivo-metamorfných pochodov vyvíjali foliačné plochy súhlasne s vrstevnatosťou. V spodných sériách, najmä v rakovskej sérii, sa vyvinula priečna bridličnatosť, v gelnickej sérii bola obnovená stará priečna bridličnatosť. Rozdielnosť už na prvý pohľad výrazná poukazuje na to, že série, ktoré boli prvýkrát vrásnené a metamorfované, využívali pri tvorbe a modelovaní mladých deformácií vrstevnatosť, kým série staršie, už vrásnené a metamorfované, tvoriace ich podložie, preberali štruktúry odlišné, nezávislé od ich vlastnej stavby, prípadne zdedené. Zdá sa, že i za hercýnskych horotvorných pochodov došlo k podobnému úkazu. V rakovskej sérii sa vytvárala vrstevná bridličnatosť, kým v gelnickej sérii bridličnatosť priečna.

Celý úkaz značne skomplikovala alpínska najmladšia tektonika spojená s tvorbou priečnej bridličnatosti. Všetky staršie procesy značne zastiera a tým, že obnovuje staré štruktúry z gelnickej série a prenáša ich až do mladšieho paleozoika, mimoriadne sťažuje problém a celému rudohoriu dáva mladý charakter.

Pri objasňovaní jednotlivých drobnotektonických štruktúrnych prvkov je ešte veľa nejasností, hoci práve tomuto problému sa v posledných rokoch venovala veľká pozornosť, pretože od priebehu foliačných plôch závisí i usporiadanie žíl v rôznych rudných rajónoch rudohoria, hlavne v jej okrajových častiach.

Názory na vek jednotlivých foliačných plôch sa rozchádzajú, čo sa potom odráža i v spôsobe ich interpretácie i usporiadania v priestore.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1951: O povahe zoskupenia žíl v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník II, Bratislava. — [2] Ažgirej G. D., 1956: Strukturnaja geologija, Moskva. — [3] Biely A. — Fusán O., 1963: Štruktúrno-tektonický výskum rajónov Grétla—Rudňany. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Elisejev 1956: Metody petrografičeskich issledovanij. Izdateľstvo Leningradskogo univerziteta, Leningrad. — [5] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geolog. práce, Správy 2, Bratislava. — [6] Fusán O. — Snopko L., 1963: Bauelemente der Gemeriden. Geolog. práce, Správy 28, Bratislava. — [7] Grecula P., 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah k rudným ložiskám. Manuskript-archív GÚDŠ Bratislava. — [8] Ilavský J. 1951: Povaha rudných žíl v Spišsko-gemerskom rudohorí. Uhlí a rudy I/6 Praha. — [9] Ivanička J., 1970: Geologická stavba územia medzi Švedlárom a Hnilcom. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Jablonský J., 1966: Správa o štruktúrnom výskume z oblasti Mníška n/Hnilcom a Bystrého potoka. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Lamoš A., 1969: Štruktúrno-geologické a litologické pomery v oblasti Prakoviec, Kojšova a Zl. Idky. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Maheľ M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geolog. práce, Zošit 48, Bratislava. — [13] Máška M., 1955: Uplatnění struktúrno-analytických metod v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript-archív Geofondu, Praha. — [14] Reichwalder P., 1969: Geologická stavba paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] Rozložník L., 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. Zborník geol. vied Západné Karpaty, zv. 4, Bratislava. — [16] Snopko L., 1962: Štúdium drobnotektonických prvkov vzniklých pri metamorfóze paleozoických útvarov v západnej časti SpGR. Geolog. práce, Zošit 61, Bratislava. — [17] Snopko L., 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemeríd Zborník geol. vied, Západné Karpaty, zv. 8,

Bratislava. — [18] Varček C., 1969: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v SpGR. Manuskript-archív PFUK, Bratislava. — [19] Zoubek V., 1957: Hranice gemeríd s veporidmi. Geolog. práce, Zoš. 46, Bratislava. — [20] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstník SGÚ XII, Praha. — [21] Zoubek V. — Snopko L., 1954: Správa o mapovaní styku veporíd a gemeríd medzi Slavošovcami a Rejdovou. Zprávy o geol. výskumech v r. 1954. ÚÚG Praha.

LAURENC SNOPKO

THE COURSE OF SCHISTOSITY IN THE PALEOZOIC OF THE SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE MOUNTAINS

(Summary of the Slovak text)

In the last time the course of schistosity and its relationship to geological structures was determined in the Spišsko-gemerské rudohorie mountains. In Paleozoic formations (the Gelnica series — Cambroordovician, the Rakovec series — Devonian ?), in Carboniferous and in Permian the bedding schistosity alternate with the cross. According to the pebble material in Upper Carboniferous conglomerates and in Permian and Eocene schistosities originating in the Alpine orogenetic processes and in Hercynian or perhaps Caledonian folding-metamorphic processes, may be distinguished.

In the Gelnica series the cross schistosity is most frequent, marking the general nature of the series. The schistosity is dipping soutwards, displaying roughly E—W course. In the southern part of the Rožňava region and around N. Medzev there is an extensive fanlike structure. Near Rožňava its E—W strike is changed into N to Ráztok; near N. Medzev the E—W strike passes to S into Zádielska dolina (valley). In the Gelnica series older, perhaps Caledonian bedding schistosity is quite conspicuous, particularly in the wide area of Podsúľová and Zlatá Idka, where differences in course and dip may also be observed.

In the Rakovec series, the Hercynian schistosity displays the nature of bedding schistosity. This may be particularly well obeserved in Upper Carboniferous and Permian pebles and in the series proper.

During the Alpine orogenetic processes the Old Palaeozoic series were transformed together with Upper Carboniferous and Permian sediments. Bedding schistosity in Carboniferous sediments, Permian and in marginal parts of the Mesozoic crystalline preceded cross schistosity. The latter follows, in fact, the course of earlier schistosity originating in the Hercynian processes in the Gelnica and the Rakovec series, keeping the same course in Young Palaeozoic and Mesozoic of the marginal parts.

On the contact of the Gemerides with the Veporides, the course of the Alpine schistosity is equal to the overthrust plane. The cross schistosity is younger than the contact of the Gemerides with the Veporides, and passes across the contact plane.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 57 | str. 215—222 | Bratislava | 1971

PETER REICHWALDER*

ROŽŇAVSKÁ ZLOMOVÁ ZÓNA A JEJ VZŤAH K SEDIMENTÁCII, MAGMATIZMU A METAMORFÓZE

(1 obr. v texte, nemecké resumé)

Abstract. With later geological investigation in the SE part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. some indications (sedimentary, magmatic, metamorphic and structural) were found out, which prove the existence of a significant fault structure in E—W direction. One of its superficial indications is the Rožňava Fault Line. This fault structure of early foundation and very deep extent forms the boundary between two fundamental tectonic elements of the Gemerides — the Volovec anticlinorium zone and the Slovenský kras synclinorium.

Its existence and very deep extent have been also proved by recent geophysical investigation. On the basis of revealed indications we range this fault structure to deep-seated faults of the West Carpathians.

V článku sú uvedené niektoré geologické príznaky, zistené novším výskumom v jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria, poukazujúce na existenciu významnej zlomovej štruktúry hlbokého dosahu a starého založenia, ktorá tvorí rozhranie dvoch základných tektonických elementov gemeríd — antiklinoriálneho pásma Volovca a synklinória Slovenského krasu.

Zlomová štruktúra, označovaná ako rožňavská línia (V. Zoubek 1953, O. Fusán 1957), ktorá je považovaná za tektonický styk paleozoika pásma Volovca s mezozoikom Slovenského krasu, je pravdepodobne len jedným z mladších povrchových prejavov výraznej pozdĺžnej poruchovej zóny vz. smeru. Z geofyzikálnych prác vyplýva (J. Bárta a kol. 1969), že táto poruchová zóna, ktorá sa do určitej miery zhoduje s priebehom rožňavskej línie, má značný hlboký dosah a môžeme o nej predpokladať, že prebieha celou zemskou kôrou. Jej existencia sa preto výrazne odráža i v geologickom a tektonickom vývoji územia a jeho stavbe.

Novší výskum v oblasti medzi Rožňavou a Jasovom zistil okrem geofyzikálnych prejavov, aj niektoré nové geologické príznaky (sedimentárne, magmatické, metamorfné a štruktúrne), ktoré poukazujú na existenciu významnej

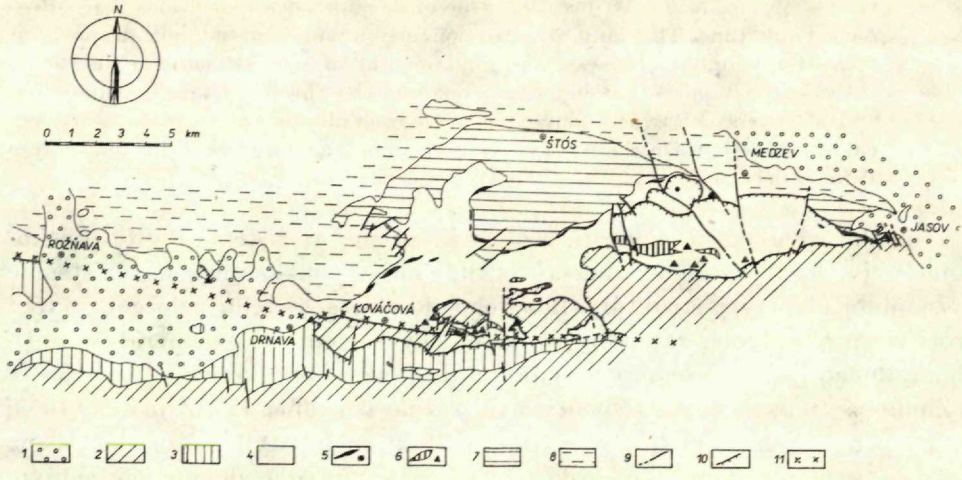
* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

zlomovej štruktúry. Viaceré z týchto príznakov nás oprávňujú zaradiť túto zlomovú štruktúru do kategórie hlbinných zlomov.

Sedimentárne príznaky

Na základe dnešných poznatkov nemožno celkom spoľahlivo stanoviť vek vzniku rožňavského hlbinného zlomu v jeho v. časti. Nemožno preukázať jeho existenciu počas sedimentácie staršieho paleozoika, prípadne jeho funkciu počas hercýnskej orogenézy, pretože staropaleozoické série j. od neho v tejto oblasti nevystupujú.

Posúdenie jeho vplyvu na sedimentáciu mladšieho paleozoika sťažuje aj skutočnosť, že dodnes nie je jednoznačne vyriešená otázka stratigrafického zaradenia súvrství v južnom bezfosílnom pruhu (tzv. rožňavsko-železnícka séria), ktoré jedni autori kladú do vrchného karbónu, iní do permu. Faktom



Obr. 1 Schematický náčrt priebehu rožňavského hlbinného zlomu vo v. časti Spišsko-gemerského rudohoria
1 — neogén; 2 — stredný trias — jura; 3 — spodný trias; 4 — mladšie paleozoikum; 5 — kremenné porfýry a ich tufy (perm); 6 — diabázy, serpentinity, glaukofanity (vrch. perm — spod. trias); 7 — rakovská séria; 8 — gelnická séria; 9 — poklesy, posuny; 10 — prešmyky, násuny; 11 — predpokladaný priebeh rožňavského hlbinného zlomu

Abb. 1 Schematische Skizze des Verlaufes des Rožňava — Tiefenbruches im Ostteil des Spiš—Gemerer Erzgebirges
1 — Neogen; 2 — Mitteltrias — Jura; 3 — Untertrias; 4 — Jüngeres Paleozoikum; 5 — Quarzporphyre und ihre Tuffe (Perm); 6 — Diabase, Serpentinite, Glaukofanite (Oberperm — Untertrias); 7 — Rakovec-Serie; 8 — Gelnica-Serie; 9 — Verwerfungen, Verschiebungen; 10 — Aufschiebungen, Überschiebungen; 11 — Vermuteter Verlauf des Rožňava-Tiefenbruches

však ostáva, že v celom tomto pruhu nevystupuje tzv. magnezitový vývoj, ktorého karbónsky vek v s. pruhu bol preukázaný paleontologicky.

Na základe výskumov v najvýchodnejšej časti predmetnej oblasti (medzi Jasovom a Zádielskou dolinou) sme podstatnú časť mladopaleozoického komplexu zaradili do permu, v spodnej časti čiastočne v kontinentálnom vývoji, vyššie v plytkomorskom vývoji (ekvivalent morského permu vyčleneného O. Fusánom a J. Bystrickým (1955) medzi Jelšavou a Štítnikom), ktorý postupne prechádza do sedimentov meliatskej série (tmavé a zelené bridlice, kryštalické vápence, glaukofanity).

Počas sedimentácie permu sa už existencia zlomu prejavuje výraznejšie. Na niektorých miestach sa začínajú ako prvé usadzovať pestré strednozrnné až hrubozrnné polymiktné brekciovité zlepence s neopracovaným alebo len veľmi slabo opracovaným valúnovým materiálom z bezprostredného podložia a blízkeho okolia. To poukazuje na členitý reliéf a rýchly znos materiálu v podobe splachov do depresných častí. Charakter zlepencov je podobný ako v severogemeridnom kontinentálno-lagunárnom perme. Vo vyšších častiach však dochádza k sedimentácii pieskovcov a bridlíc v striedaní so zlepencami s plytkomorským charakterom. Zlepencové polohy, ktoré tvoria pozvoľné prechody do pieskovcovo-bridličnatých súvrství, vyznačujú sa pestrým, slabo opracovaným a málo vytriedeným materiálom z bezprostredného okolia (z gelnickej série a rakovskej série v j. vývoji). Charakter valúnového materiálu svedčí o veľmi krátkom a rýchlom transporte a o značnej subsidencii dna sedimentačnej panvy, v dôsledku čoho uložené sedimenty (zlepencové) boli prikryté mladšími vrstvami, takže nedochádzalo k ich dostatočnému opracovaniu a selektívnemu vytriedeniu v litorálnom pásme.

Z uvedeného faciálneho charakteru permského komplexu môžeme predpokladať, že už počas sedimentácie tu jestvovalo zlomové pásmo, ktoré oddeľovalo dva bloky s rozdielnou mobilitou — severný s tendenciou vystupovania, ktorý bol dlhší čas vynorený a poskytoval materiál na sedimenty, ktoré dosahujú pomerne veľkú mocnosť v južnom bloku, vyznačujúceho sa značnou subsidenciou. Vplyv tejto synsedimentárnej zlomovej zóny sa výrazne prejavuje počas sedimentácie vyššieho, bridličnato-karbonatického súvrstvia, ktoré je paralelizované s meliatskou sériou (P. Reichwalder 1970). Súvrstvie tvorí pomerne mocný komplex tmavých a zelených bridlíc, bielych kryštalických vápencov s produktmi bázického vulkanizmu, premenenými na glaukofanity. Doteraz bolo zaraďované rôzne, najmä kryštalické vápence, väčšinou však do karbónu, zatiaľ čo glaukofanity boli všeobecne považované za produkty spodnotriasového magmatizmu (J. Kamenický 1957). Novším štúdiom sa však zistilo, že kryštalické vápence a glaukofanity tvoria jeden sedimentárno-efuzívny komplex, pričom vulkanická činnosť mala charakter podmorského synsedimentárneho vulkanizmu. Meliatska séria je zvlášť

typická pre juhogemeridné synklinórium (j. od rožňavského zlomového pásma). Výskyty meliatskej série severne od tohto zlomového pásma sú pravdepodobne v alochtónnej pozícii.

Faciálny vývoj severogemeridného a juhogemeridného permu je veľmi rozdielny a paralelizácia jednotlivých súvrství je obťažná. Rozdielnosť vyplýva do značnej miery z odlišných sedimentačných priestorov, oddelených zlomovým pásmom, ktoré tvorilo pravdepodobne s. ohraničenie morského sedimentačného priestoru žľabového charakteru s pomerne členitým a počas sedimentácie spodných psefiticko-psamitických súvrství i strmým okrajom. Centrálna časť gemeríd bola počas sedimentácie permu vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vynorená a poskytovala sedimentačný materiál severogemeridného kontinentálno-lagunárneho i juhogemeridného morského vývoja.

Synsedimentárny charakter rožňavského zlomu sa výrazne prejavil i počas sedimentácie spodného triasu, čo dokazujú rozdielne mocnosti na oboch stranách. Južná časť (juhogemeridný spodný trias) sa vyznačuje mohutným vývojom seisu i kampilu (cca 1000 m), kým v severnej časti sú mocnosti oveľa menšie.

Vplyv na sedimentáciu mladších karbonatických súvrství (stredný, vrchný trias) je podstatne menší. Mladšie sedimenty (potriasové) sú zastúpené len sporadicky a nevedno, či v dobe ich usadzovania sa výraznejšie prejavovala funkcia tejto zlomovej štruktúry.

Magmatické príznaky

Na existenciu výraznejšej zlomovej zóny počas sedimentácie mladšieho paleozoika poukazujú i prejavy magmatickej činnosti kyslého a najmä bázického charakteru. Kyslý vulkanizmus charakteru kremenných porfýrov je starší a jeho produkty vystupujú v spodnej časti mladopaleozoického komplexu, miestami dokonca priamo v bazálnych členoch. Majú podobný petrografický charakter ako v severogemeridnom perme. Ich zistenie bolo tiež jedným z dôvodov pre zaradenie podstatnej časti mladopaleozoického komplexu v tomto území do permu.

Oveľa výraznejšie sú prejavy bázického vulkanizmu, ktorého produkty (diabázy, serpentinity, glaukofanity, peridotity) vystupujú v pomerne úzkej zóne vz. smeru (Štítnik—Krásnohorské Podhradie—Lúčka—Bôrka, Hačava, Miglinc, Jasov, Rudník, Hodkovce, Komárovce). Bázický magmatizmus sa najintenzívnejšie prejavil v podloží neogénu v. od Turne n/Bodvou až po Veľkú Idu, kde je pravdepodobne viazaný na kríženie rožňavskej línie a línie sv. smeru zasahujúcej z Maďarska (línia Darnó).

Výskyty glaukofanitu v okolí Hačava a serpentinitov pri Jasove a Rudníku predstavujú tektonické šupiny, ktoré boli počas alpínskeho vrásnenia spolu s okolitými horninami (kryštalické vápence a tmavé bridlice) presunuté k S. Na alochtónnu pozíciu poukazujú i výsledky geofyzikálnych výskumov (bázické horniny nemajú väčší hĺbkový dosah). S prejavmi bázickej vulkanickej činnosti súvisí i vznik rádiolaritov a polôh sedimentárno-efuzívnych Fe-rúd v meliatskej sérii.

Bázický až ultrabázický charakter magmatizmu poukazuje na značný hĺbkový dosah zlomovej štruktúry, ktorá umožnila výstup magmy. Bázický magmatizmus nemožno zatiaľ stratigraficky jednoznačne zaradiť. U glaukofanických hornín z okolia Hačavy bolo preukázané, že sú syngenetické so sedimentáciou meliatskej série. To však ešte nevylučuje možnosť mladšieho veku niektorých telies bázických hornín.

Metamorfné príznaky

V mladopaleozoických sedimentoch v blízkosti rožňavského zlomu, resp. tektonického styku mladopaleozoických súvrství s mezozoickým komplexom bola pozorovaná zóna relatívne silnejšej metamorfózy. Táto zóna má od stratigrafických hraníc viac-menej nezávislý priebeh a najvýraznejšie sa prejavuje v pieskovcovo-bridličnatom súvrství s polohami konglomerátov medzi Jasovom a Medzevom a v horninách meliatskej série v okolí Hačavy. Naproti tomu bazálne časti permského súvrstvia medzi Medzevom a Zádielskou dolinou vykazujú len slabé prejavy metamorfózy. V tejto intenzívnejšie metamorfovanej zóne sú horniny detailne zvrásnené do mm, cm až dm vrások, ktoré im dávajú často veľmi výrazný lineárny charakter (B-tektonity). Metamorfóza sa prejavuje kryštaloblastézou novotvorených minerálov synkinematickým až postkinematickým charakterom. V prvom štádiu došlo ku kryštalizácii muskovitu, chloritu, stilpnomelanu a k rekryštalizácii kremeňa, ktoré sa vyznačujú orientáciou v plochách pôvodnej vrstevnatosti. Po hlavnej fáze tangenciálneho stlačenia došlo k výrazne postkinematickej kryštalizácii porfyroblastov albitu, glaukofánu, chloritoidu, zriedkavejšie granátu. V tejto vyššie metamorfnej zóne vystupujú i telesá glaukofanitov, ktoré sú produktom alpínskej dynamometamorfózy bázických efuzívnych a pyroklastických hornín.

Zóna vyššej metamorfózy medzi Jasovom a Hačavou má približne paralelný priebeh s tektonickým stykom mladšieho paleozoika a komplexu strednotriasových karbonatických hornín jasovsko-hačavskej čiastkovej štruktúry Slovenského krasu. Západne od Hačavy túto zónu vyššej metamorfózy nepozorovať a pravdepodobne prebieha južnejšie pod komplexom strednotriasových karbonátov.

Štruktúrne príznaky

Počas alpínskej orogenézy sa v širšej oblasti priebehu rožňavskej zlomovej štruktúry vytvorila zložitá stavba s výrazným šupinovitým tektonickým štýlom. Najintenzívnejšie sa prejavuje v meliatskej sérii s. od Hačavy, kde sa niekoľkokrát striedajú kryštalické vápence a glaukofanity, čo vysvetľuje aj jej pomerne značnú mocnosť. Tektonické šupiny sú tu presunuté na menšiu vzdialenosť k S a nahromadené v priečnej depresii. Na takúto šupinovitú stavbu poukazujú i geofyzikálne výsledky. K odlepeniu a posunu masívnych kryštalických tmavých bridlíc, ktoré ešte miestami pozorovať v podobe tenkých nesúvislých polôh pod kryštalickými vápencami v najspodnejšej tektonickej šupine.

Na niektorých miestach vytvárajú kryštalické vápence, najmä ak tvoria len tenšie polohy v bridliciach, strmo vztýčené šošovky, vytiahnuté v smere V—Z. Tým pripomínajú bradlový tektonický štýl.

S týmto šupinovitým a bradlovitým tektonickým štýlom meliatskej série je v ostrom kontraste mocný komplex strednotriasových karbonátov hačavsko-jasovskej čiastkovej štruktúry Slovenského krasu, uložený často subhorizontálne. Nie je to pozícia primárna, ale tektonická, pričom pri presúvaní pravdepodobne došlo k vyvalcovaniu plastického spodnotriasového súvrstvia a k vytvoreniu komplikovanej stavby meliatskej série v čele presúvajúceho sa strednotriasového komplexu.

Okrem megaštruktúrnych znakov sú výrazné i znaky drobnoštruktúrne v podobe detailného zvrásnenia plastickejších súvrství a intenzívneho vývoja alpínskej priečnej bridličnatosti v horninách mladšieho paleozoika.

Po ukončení pôsobenia tangenciálnych tlakov došlo k prejavom radiálnej tektoniky, čím sa zvýraznili niektoré pozdĺžne štruktúry, medzi nimi i tektonická línia všeobecne považovaná za rožňavskú, a to najmä v miestach jej najstrmšieho úklonu.

Záver

Na základe uvedených sedimentárnych, magmatických, metamorfných a štruktúrnych príznakov prejavujúcich sa v pomerne úzkej zóne vz. smeru na styku paleozoika antiklinoriálneho pásma Volovca a synklinoriálnej štruktúry Slovenského krasu, možno túto významnú zlomovú štruktúru zaradiť do kategórie hlbinných zlomov. Jej funkcia vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria sa výrazne prejavuje už v perme a pravdepodobne zohrala významnú úlohu pri vytváraní a diferenciácii alpínskeho sedimentačného priestoru v období permu a spodného triasu, ako i u alpínskej orogenéze.

Zlomová línia všeobecne označovaná ako rožňavský zlom je len jedným z povrchových prejavov tejto hlboko založenej zlomovej štruktúry.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Bárta J.—Bednář—Filo M.—Kadlec E.—Šefara J., 1969: Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa. Manuskript-archív ÚGF, Bratislava. — [2] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [3] Kamenický J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanitické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [4] Reichwalder P., 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v okolí Hačavy. Geol. práce, Správy 53, Bratislava. — [5] Zoubek V., 1953: Spišsko-gemerské rudohoří. Závěrečná zpráva za r. 1953. Manuskript-archív Geofondu, Praha.

P. REICHWALDER

DIE ROŽŇAVA—BRUCHZONE UND IHRE BEZIEHUNG ZUR SEDIMENTATION, MAGMATISMUS UND METAMORPHOSE

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

Während der neuesten geologischen Untersuchungen im SÖ Teil des Spiš—Gemerer Erzgebirges wurden einige geologische Merkmale festgestellt, welche auf die Existenz einer bedeutsamen Bruchstruktur von OW Richtung, grossem Tiefen-Bereich und alter Anlage hinweisen, die Grenze zwischen zwei grundlegenden tektonischen Elementen der Gemeriden bildend — der Volovec — Antiklinorialzone und dem Synklinorium des Slowakischen Karstes. Die Anwesenheit dieser Bruchstruktur und ihr bedeutender Tiefenbereich wird auch durch die neuesten geophysikalischen Forschungen bestätigt (Bárta u. Koll. 1969).

Sedimentäre Merkmale

Die Existenz und Funktion des Bruches beginnen sich deutlich im Perm zu äussern. Auf Grund der verschiedenen Fazies-Ausbildung der permischen Schichtfolgen im Spiš—Gemerer Erzgebirge (Mordgemeriden kontinental-lagunäre, Südgemeriden — marine) können wir die Anwesenheit einer synsedimentären Bruchzone voraussetzen, welche zwei Blöcke mit verschiedener Mobilität voneinander trennte. Der nördliche Block mit Aufstiegstendenz tauchte längere Zeit über dem Meeresspiegel empor und lieferte Material für Sedimente, welche in dem durch eine intensive Subsidenz gekennzeichneten südlichen Block eine grosse Mächtigkeit erreichen. Für den südlichen Block ist im oberen Teil des Perm-Komplexes die Anwesenheit von Schichtfolgen typisch, welche zur Meliata-Serie gereiht werden. Synsedimentäre Bewegungen äusserten sich auch während der Untertrias, welche in südlichem Block wesentlich grössere Mächtigkeiten erreicht als im nö rdlichen.

Magmatische Merkmale

Ausser den Äusserungen des saueren Vulkanismus (Quarzporphyre und Tuffe) im unteren Teil des Perm-Komplexes ist besonders der basische Magmatismus (Diabase, Serpentinite, Glaukofanite) charakteristisch, dessen Produkte in einer verhältnismässig schmalen Zone von OW Richtung auftreten, überwiegend in Gesteinen der Meliata-Serie. Seine intensivsten Äusserungen sind, wie hauptsächlich aus den geophysikalischen Studien folgt, O von Turňa nad Bodvou im Liegenden des Neogens anwesend und wahrscheinlich an die Kreuzung der Rožňava-Linie und einer Linie von NO Richtung gebunden, welche von Ungarn her hinüber — reicht (Darnó-Linie). Der basische bis ultrabasische Charakter des Magmatismus weist auf einen bedeutenden Tiefenbereich der Rožňava-Bruchzone hin.

Metamorphe Merkmale

In jungpaleozoischen Sedimenten, unweit der Rožňava-Bruchzone wurde in jungpaleozoischen Schichtfolgen eine Zone von relativ höherer Intensität der Metamorphose festgestellt, deren Verlauf von den stratigraphischen Grenzen unabhängig ist. Dies äussert sich durch eine Kristalloblastese der neugebildeten Minerale (Muskovit, Stilpnomelan, Chloritoid, Glaukofan, Albit, Granat), die von synkinematischem bis postkinematischem Charakter ist, durch intensive Detail-Faltung und Bildung einer alpinen quergerichteten Schieferung.

Strukturelle Merkmale

Während der alpinen Orogenese bildete sich nahe des Verlaufes dieser Bruchstruktur ein sehr komplizierter Bau, vor allem im jungpaleozoischen Komplex, welcher stellenweise einen ausgeprägten schuppen- bis klippenförmigen tektonischen Stil aufweist. Dieser steht in scharfem Kontrast gegenüber dem verhältnismässig subhorizontal gelagerten mitteltriassischen karbonatischen Komplex, welcher über den höher beschriebenen jungpaleozoischen Komplex mit kompliziertem Bau überschoben wurde.

Die erwähnten geologischen Merkmale weisen darauf hin dass diese Struktur von erstrangiger tektonischer Bedeutung ist und zur Kategorie der Tiefenbrüche gereiht werden kann.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 57 | str. 223—229 | Bratislava | 1971

IMRICH VARGA*

VZŤAHY LUBENÍCKO-MARGECIANSKEJ LÍNIE, ROŽŇAVSKEJ LÍNIE A ŠTÍTNICKÉHO ZLOMU

(2 obr. v texte, anglické resumé)

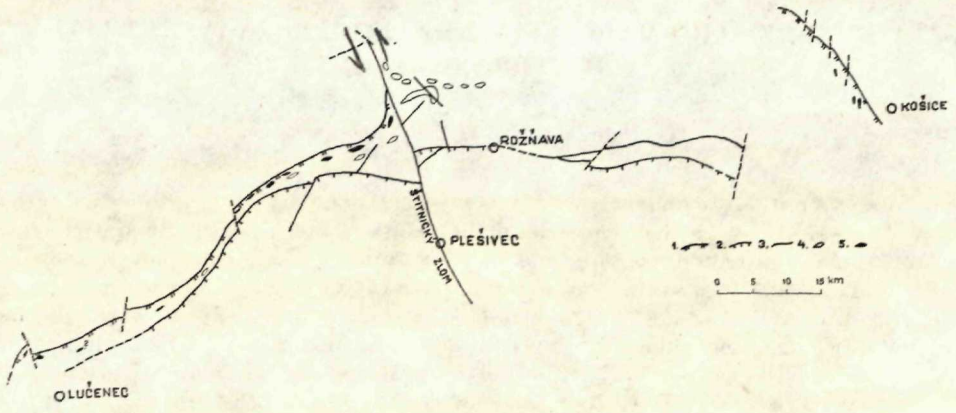
Abstract. An analysis of the mutual relations of the three important dislocations in the Gemerides indicates that the Veporides and Gemerides were proximited perhaps in the pre-Permian period, and that the Štítnik fault was formed in the Asturian phase. The Alpine tectogenesis proceeded in two stages with different directions of the tectonic transport and with the controlling movements along the Rožňava line and the Štítnik fault. The western part of the Lubeník—Margecany line may be derived from the Rožňava line which is a line of the Ist order.

Širšie okolie Štítnika v Spišsko-gemerskom rudohorí je vhodnou oblasťou na poznanie vzťahu pozdĺžnych a priečnych zlomových línií. Vhodnosť územia je daná pestrou konfiguráciou vzájomnej hranice dvoch tektonických jednotiek Západných Karpát; veporíd a gemeríd, ako aj pestrým vývojom a deformačnými prejavmi paleozoických a mezozoických súvrství. V tejto oblasti sa križujú alebo priestorove zbližujú dve významné tektonické línie: lubenícko-margecianska a rožňavská línia so štítnickým zlomom. Ich vzájomné vzťahy sú tu diskutované z niekoľkých pohľadov.

Jedným z kritérií na poznanie vzájomného vzťahu línií je vek ich založenia. Pozoruhodným javom jz. časti gemeríd sú fosílne biohermné karbonátové telesá v staršom paleozoiku a vo vrchnom karbóne. Rekonštrukcia podmienok vzniku a rozloženia sedimentačného priestoru týchto telies (I. Varga 1970) preukázala, že ich spoločné výskyty sa nachádzajú v priestore paralelného priebehu lubenícko-margecianskej a rožňavskej línie. Paralelný priebeh oboch línií a biohermných pásiem medzi nimi je zachovaný dnes len v úseku jz. od štítnického zlomu, kým ďalšie pokračovanie biohermných telies v staršom paleozoiku (pásmo Hanková—Volovec) v. od štítnického zlomu je ovplyvnené tangenciálnym posunom pozdĺž štítnického zlomu so súčasnou virgáciou

* Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko, Rožňava

rožňavskej a lubenícko-margecianskej línie. Pokračovanie biohermného pásma vrchnokarbónskeho súvrstvia prerušila denudácia, takže ďalšie biohermy sú až v okolí Košíc. Paralelný priebeh sedimentačného priestoru bioherm s oboma líniami svedčí o genetickej spätosti týchto línií v priestore jz. od štítnického zlomu, ktoré reprezentujú v dnešnej podobe povrchový odraz jediného hlbinného zlomu.



Obr. 1 Rozmiestnenie biohermných karbonátov v paleozoiku gemeríd
1 – lubenícko-margecianská línia; 2 – rožňavská línia; 3 – ostatné zlomy; 4 – biohermy gelnickej série; 5 – biohermy vrchného karbónu

Fig. 1 Reef carbonates in the Paleozoic of the Gemerides
1 – Lubeník-Margecany Overthrust Line; 2 – Rožňava Reverse Fault; 3 – Other faults; 4 – Reef carbonates in the Early Paleozoic Gelnica series; 5 – Reef carbonates of the Upper Carboniferous

Zaujímavé údaje o vzťahoch týchto zlomov poskytuje aj rekonštrukcia paleogeografických pomerov v perme. Rozloženie pásiem kontinentálnej a morsko-lagunárnej sedimentácie v spodnom perme, a najmä vo vrchnom perme svedčí o vytvorení zárodku oblúkovitého priebehu lubenícko-margecianskej línie v priestore medzi Ochtinou a Košicami a o zblížení bloku veporíd a gemeríd už v predpermskom období. Rekonštruované paleogeografické pásma totiž zachovávajú lineárny priebeh, v podstate nezávislý od priebehu oboch línií a štítnického zlomu. Keďže i dnes pri zatiaľ nedostatočných paleontologických údajoch možno spodné členy permských komplexov paralelizovať so spodnopermskými sériami okolitých oblastí gemeridného geotektonického pásma (Bukové hory, Jv. Alpy — T. Szalai 1969; Gy. Wein 1970; F. Kahler 1959, 1960) svedčí to o tom, že vytvorenie zárodku štítnickej línie pochádza najskôr z astúrskej fázy hercýnskeho orogénu.

Dnešný charakter oboch línií i štítnického zlomu je výsledkom alpínskych orogénnych fáz. Pre časové zaradenie čiastkových pohybov v gemeridách,

najmä na území Slovenského krasu nemáme zatiaľ spoľahlivé údaje (J. Bystrický 1959, 1964). Napriek tomu litologický vývoj a deformácie mladšieho paleozoika a mezozoika v širšom okolí Štítnika umožňujú aspoň sledovať etapovitosť tektonických deformácií okolitých komplexov a úlohu opisovaných dislokácií v nich.

Oblasť štítnicko-dobšínskej depresie je pre tieto úvahy dôležitá. Na rozdiel od doterajšej interpretácie nenachádza sa v nej gemeridné vrchnokarbónske súvrstvie v prechodnej fácii. Podstatnú časť územia pokrýva nad starším paleozoikom perm (rožňavsko-železnícka a meliatska séria) a len zvyšok vrchný karbón alebo mezozoikum Slovenského krasu. Všetky tieto komplexy sú v zložitej šupinovo-príkrovovej pozícii.

Vznik týchto príkrovov sa odohral etapovite: Prvé tangenciálne pohyby viedli k presúvaniu meliatskej série. Smer transportu pravdepodobne reprezentujú útržky a menšie telesá serpentinitu pri Rozložnej, Slavoške, Kobeliarove a Dobšinej, rozložené v osi depresie. Časť meliatskej série asi už primárne pokrývala túto oblasť, o čom svedčí jej priestorová spätosť s rožňavsko-železníckou sériou v celých gemeridách. Rožňavsko-železnícka séria v priestore štítnicko-dobšinskej depresie bezprostredne transgredovala na staršie paleozoikum.

Šupinovito-príkrovovým vyvrásnením a nasunutím meliatskej série došlo z oslabeného priestoru jej pôvodného uloženia k príkrovovému vyvrásneniu nižších (tzn. starších) jednotiek; súvrstvia rožňavských zlepencov (tzv. bučinských vrstiev — O. Fusán 1959), ktoré predstavujú bázu rožňavsko-železníckej série v oblasti Štítnika (kremité zlepence s polohami kremitého porfýru), v tektonickej superpozícii nad nimi šupín dúbravských vrstiev vrchného karbónu, zachovaných dnes najbližšie (sčasti už tiež v presunutej polohe) na ochtinskej Dúbrave.

Tangenciálne pohyby sa postupne zoslabovali a najvyššia príkrovová šupina (vrchnokarbónske piesčité bridlice pri Roštári, paleontologicky doložené P. Snopkovou 1962), bola posunutá len na menšiu vzdialenosť.

S presúvaním blokov rožňavsko-železníckej série — keď tangenciálne pohyby tohto smeru vrcholili — súvisí aj presun ojedinelých subhorizontálnych šupín gelnickej série, ktorá je s rožňavsko-železníckou sériou priestorove spätá.

Samostatnou etapou vzniku šupinovo-príkrovovej stavby bolo presúvanie blokov mezozoika Slovenského krasu ponad predtým vytvorenú šupinovitú stavbu. Tieto pohyby považujeme za samostatné najmä po rekonštrukcii smerov tektonického transportu. Kým totiž pohyby, ktoré viedli k presunutiu útvarov mladšieho paleozoika — časti spodného triasu (vrchného karbónu až meliatskej série), sa diali od JZ k SV, tzn. v smere osi štítnicko-dobšinskej depresie, násun mezozoika sa dial v smere JJV—SSZ, z priestoru, kde dnes

leží Plešivská planina. Svedčí o tom vyklenutie zvyškov mezozoika (k severu) severne od rožňavskej línie v priestore Honcov. Medzi predošlými pohybmi a presúvaním mezozoika došlo asi už k vyzdvihovaniu bloku veporíd v oblasti Kohúta, čo mohlo byť jednou z príčin zmeny smeru tektonického transportu.

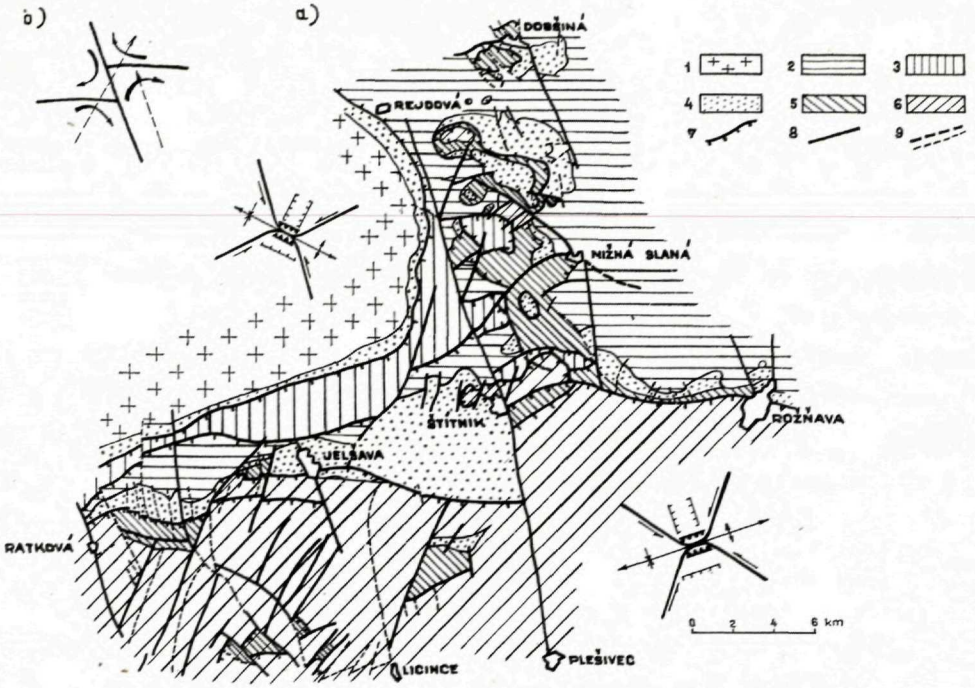
Tento výklad podporuje rozloženie presunutých jednotiek. Jednotlivé relikty príkrovových šupín (pôvodne pravdepodobne súvislé) tvoria oblúkovité zóny s centrom v okolí Štítnika, resp. v priestore Plešivskej planiny, pričom v prvej etape boli tektonicky spodnejšie šupiny odsúvané na väčšiu vzdialenosť, kým tektonicky vyššie šupiny sa nachádzajú bližšie k spomenutému centru. Rozloženie reliktov mezozoika je od predtým vytvorenej šupinovitej stavby nezávislé.

Počas vzniku šupinovo-príkrovovej stavby mladšieho paleozoika a mezozoika riadiacimi pohybmi prispôsobovania spodnej stavby (staršieho paleozoika gemeríd a kryštalinika veporíd) boli pohyby, odohrávajúce sa prevažne na rožňavskej línii a štítnickom zlome a len v menšej miere na lubenícko-margecianskej línii. Ich odrazom je tektonický inventár, najmä alpínska foliácia (S^A_2) a disjunktívne poruchy, ktoré sú s nimi v symetrologickom vzťahu.

Charakter pohybov, ktoré viedli k dnešnému obrazu deformácií spodnej stavby (máme na mysli spomenutý súbor deformácií spätých s S^A_2), možno najlepšie vyjadriť povahou pravotočivej rotácie (v smere hodinových ručičiek) štyroch segmentov, oddelených rožňavskou líniou a štítnickým zlomom, čo sa prejavilo protismerným prúdovým skĺzavaním na týchto dislokáciách a v ich bezprostrednom okolí. Maximum pohybov v spodnej stavbe sa pritom muselo sústrediť v priestore štítnického tektonického uzla. Tieto potom viedli k vytvoreniu vejárovitého usporiadania mladej bridličnatosti (oblúkom z priestoru Tureckej cez Petrovo na SSZ) v gelnickej sérii, k zložitej vrásovej stavbe v priestore Markušského vrchu a napokon i k vytvoreniu priekopovej stavby v štítnicko-dobšinskej depresii. Hlavný — riadiaci — smer horizontálneho stláčania zodpovedal pritom smeru presúvaných más šupinovo-príkrovových jednotiek.

Deformácie spodnej stavby sú v príkrom kontraste s deformáciami presúvaných más. Z uvedených dôvodov sa zdá pravdepodobné, že kým vnútorná stavba celého staršieho paleozoika volovského pásma je daná stesnením priestoru (obmedzeného štítnickým zlomom a margecianskou časťou lubenícko-margecianskej línie, tzn. od Z a od V), obojstrannou voľnou virgáciou (D. Andrusov 1968) možno vysvetliť deformácie, ktoré viedli k príkrovovému vyvrásneniu mezozoika.

Z uvedeného vyplýva, že vznik lubenícko-margecianskej línie v celom jej priebehu nie je možné vysvetliť jednorázovou tektonickou aktivitou; je to



Obr. 2 Geologická mapka širšieho okolia Štítnika. Zostavil I. Varga 1971

a) *dislokácie v širšom okolí Štítnika.* 1 — kryštalinikum veporíd; 2 — staršie paleozoikum; 3 — vrchný karbón; 4 — rožňavsko-železnícka séria (sp. perm); 5 — meliatska séria (vrch. perm — sp. trias); 6 — mezozoikum Slovenského krasu; 7 — prešmyky, násuny; 8 — významné dislokácie; 9 — ostatné dislokácie. b) *Smery rotácie segmentov spodnej stavby a tektonického transportu presúvaných jednotiek.* Vysvetlenie v texte. K mapke je pripojený deformačný diagram D. Kupfera (1968) pre oba smery hlavného tlaku

Fig. 2 Geological sketch map of the area of Štítnik. Compiled by I. Varga 1971

a) *Dislocations in the environs of Štítnik.* 1 — Crystalline of the Veporides; 2 — Early Paleozoic; 3 — Carboniferous; 4 — Rožňava-Železník series (Lower Permian); 5 — Meliata series (Upper Permian — Lower Triassic); 7 — Mesosoic of the Slovak Karst; 7 — Overthrusts, reverse faults; 8 — Main dislocations; 9 — Other dislocations b) *Directions of rotation in the segments of the lower edifice and directions of the tectonic transport in overthrusted masses.* Explanation in the text. D. Kupfer's (1968) deformation diagrams are attached to the sketch map for both principal horizontal stress directions

línia polygénna a jej dnešný priebeh určujú rozmanité faktory. Z nich najdôležitejšie sú:

1. Existencia konsolidovaného bloku jv. časti veporíd už vo variskom období (v astúrskej fáze).

2. Odvodenie sedimentačného priestoru chočského príkrovu z priestoru príkrovového presunutia gemeríd na veporidy (z priestoru dnešnej lubenícko-margecianskej línie) je z hľadiska polygénneho charakteru tejto línie a zblíženia oboch jednotiek už v astúrskej fáze málo pravdepodobné.

3. Štítnický zlom prejavuje do určitej miery znaky okrajového zlomu podobnej genézy ako uvádza Z. Roth (1969) v prípade margecianskej línie.

4. Rožňavská línia zachováva znaky línie prvého rádu, kým lubenícko-margecianska línia je v západnej polovici pravdepodobne odvodená z rožňavskej línie.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vyd. SAV, Bratislava. — [2] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geol. práce, Zošit 56. GÚDŠ. Bratislava. — [3] Bystrický J., 1964: Slovenský kras. ÚÚG, redakcia GÚDŠ, Bratislava. — [4] Fusán O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. práce Zošit 55. GÚDŠ, Bratislava. — [5] Kahler F., 1959: Sedimentation und Vulkanismus im Perm Kärntens und seiner Nachbarräume. Geol. Rundschau 48. Stuttgart. — [6] Kahler F., 1960: Fortschritte in der Stratigraphie des Jungpaleozoikums Südosteuropas. Mitt. Geol. Ges. 51, Wien. — [7] Kupfer D. H., 1968: A proposed deformation diagram for the analysis of fractures and folds in orogenic belts. 23rd Int. Geol. Congress. Vol. 13, Praha. — [8] Roth Z., 1969: Notes on the basic division of the Inner Carpathians (Czechoslovakia) and on the tectonic termination of large nappe systems. — Věstník ÚÚG, XLIV, Praha. — [9] Snopková P., 1962: Predbežná správa o palynologickom výskume v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Szalai T., 1969: Die Tektonik des südostlichen Randes der Westkarpaten und das Meer der oberkarbon — norischen Vortiefe. Földt. Közlöny, XCIX/1, Budapest. — [11] Varga I., 1970: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geologického prostredia metasomatických karbonátových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Mineralia Slovaca II/6 Spišská Nová Ves. — [12] Wein Gy., 1970: Tectonic review of the neogene covered areas of Hungary. Acta geologica XIII/1—4, Budapest.

IMRICH VARGA

RELATIONS OF THE LUBENÍK—MARGECANY OVERTHRUST LINE ROŽŇAVA REVERSE FAULT AND ŠTÍTNIK SLIP FAULT

(Summary of the Slovak text)

On example of the Lubeník—Margecany Overthrust Line, Rožňava Reserse Fault and Štítnik Fault the author discuss their relations from several viewpoints.

1. Restored origin and sediment environmental conditions of Early and Late Paleozoic reef bodies in the western part of the Gemerides tectonic unit prove genetic coherence (connection) between both strike faults, of Lubeník—Margecany and Rožňava ones.

They represent superficial reflection of a single deep fault zone. The Štítnik fault causes a virgation of both strike faults in area crossing with more important Rožňava Reverse Fault and with simultaneous slip of the Early Paleozoic reef zone to north whereas the Late Paleozoic bioherms were lifted. The Late Paleozoic reef zone undergone denudation due to this lifting.

2. Nonmarine and shelf marine/lagoonar facial zones in Lower and (more) Upper Permian sequences in area concerned give evidence that the arching of Lubeník—Margecany Line as well the foundation of the Štítnik Slip Fault originated in Asturian phase of Variscan orogeny. The indicated zones appear to have straigh direction over dislocations in question.

3. Slice — nappe folding of the upper edifice (Late Paleozoic—Mesozoic) originated in course of alpinian tangential tectogenesis. This folding took its source in area south from the Rožňava Reverse Fault. Segments of the lower edifice limited by the Rožňava and Štítnik Faults were affected by a deep style tectonic deformation influenced by clock-wise — rotation of individual segments. The maximum movements concentrated in the Štítnik tectonic intersection.

Tangential movements took place in two stages with different direction of tectonic transport. The first movements spread from SW to NE while the latter ones from SSE to NNW. Shortening of the space is characteristic for the lower edifice with own deformational assemblage until the upper edifice shows deformational pattern reasonable by bilateral free virgation (zweiseitige freie Virgation) of overthrusted masses (D. Andrusov 1968).

4. The presented data led to following conclusions:

a) Facts prove the existence of a consolided block in the SE part of Veporides as early in Variscan epoch (in Asturian phase).

b) It is hard probably that the Lubeník—Margecany Overthrust Line represents the sedimentation area (root zone) of the Choč superficial nappe due to polygenic character of this line and closeness of Gemerides and Veporides as early in Asturian phase.

c) The Štítnik Slip Fault appears to have the character of a dextral wrench fault of similar genesis as explained by Z. Roth (1969) for the Margecany Line.

d) The Rožňava Reverse Fault is of 1st order as long as the Lubeník-Margecany Line has polygene character and its fundamental part may be deduced from the Rožňava Line.

Preložil autor

Geologické práce, Správy 57 | str. 231—237 | Bratislava | 1971

JOZEF VOZÁR*

ZLOMY A ICH VZŤAH K PERMSKÉMU VULKANIZMU CHOČSKEJ JEDNOTKY ZÁPADNÝCH KARPÁT

(nemecké resumé)

Abstrakt. In dem Artikel behandelt der Autor die Lösung der Problematik der Abhängigkeit des Vulkanismus und der Brüche am Beispiel der Melaphyr-Serie.

Na diskusiu o takom zložitom probléme, ako je povaha zlomovej tektoniky v mladopaleozoickom sedimentačnom priestore chočskej jednotky, vzťah zlomov k paleogeografii a k vlastnému permskému vulkanizmu, sme použili všetky naše doterajšie poznatky. Názory na uvedenú problematiku sú v referáte obsiahnuté len heslovite, a preto odkazujem čitateľa na obsiahlejšie štúdie z rokov 1965—1970 (in lit.).

Geologickou stavbou, tektonikou a stratigrafiou chočskej jednotky sa v novšom období zaoberali predovšetkým M. Maheľ (1959, 1961, 1963, 1964, 1967), A. Biely (1960, 1961, 1962, 1963, 1965), V. Ďurovič (1968, 1970), E. Drnzík (1959). A. Biely (1962) definoval na základe výskumov v Nízkych Tatrách a Tríbči bielovážsky a čiernovážsky vývin s „melafýrovou sériou" v najbazálnejších častiach chočskej jednotky poväčšine v príkrovovej pozícii. Názov „melafýrová séria" z rôznych dôvodov nepovažujem za opodstatnený a pridržiavam sa kritéria, aby pomenovanie vyjadrovalo povahu a vek príslušných hornín, teda mladopaleozoický sedimentárno-vulkanický komplex (J. Vozár 1968, 1970, 1971).

Rozšírenie mladopaleozoického sedimentárno-vulkanického komplexu chočskej jednotky v Západných Karpatoch je značné a tento fakt dáva prvý dôkaz o veľkom pozdĺžnom rozsahu pôvodnej sedimentačnej panvy v karbóne, perme a prirodzene i v mezozoiku. Spomínaný komplex hornín je zachovaný v týchto oblastiach: Malé Karpaty, Strážovská hornatina, Tríbeč, podložie stredoslovenských neovulkanitov, južné a severné svahy Nízkych Tatier, podložie paleogénu spišskej kotliny, vo forme izolovaných tektonických tro-

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

siek na veporidnom kryštaliniku a v pohorí Čierna hora. Pravdepodobne k chočskej jednotke patrí aj súvrstvie drobovobridličnatého karbónu a permu v pohorí Braniska. Na výskyty chočského príkrovu v Branisku poukázal už F. Rösing (1947). Geosynklinála chočského žľabu predstavovala v mladšom paleozoiku labilnú sedimentačnú zónu trogového charakteru založenú síce na starších štruktúrach, ale neskorším vývinom aktívne spätú s alpínskym orogénom. Trogova sedimentačná zóna sa rozprestierala podľa odhadu dnešných výskytov v dĺžke až 500 km a šírke od niekoľko km do 40—50 km. Labilitu tejto zóny spôsobila aktivita pozdĺžnych i priečnych zlomov, zlomových štruktúr. Svedčí o tom predovšetkým pestrá sedimentácia, striedanie rôznych typov nedokonale vytriedených, predovšetkým klastických sedimentov, ktoré podľa V. Ďuroviča (1968) majú nižší stupeň štruktúrno-mineralogickej zrelosti ako sedimenty spodného triasu.

Rozsiahle paleogeografické zmeny v širšom areáli karpatskej oblasti na rozhraní karbónu a permu sa priamo odrazili i vo vlastnom chočskom sedimentačnom priestore. Výsledkom pôsobenia zlomových štruktúr nebola iba celková labilita sedimentačnej zóny, ale práve na rozhraní karbónu a permu sa zvlášť výrazne prejavovalo ich pôsobenie pri stvárňovaní paleogeografických pomerov. Výskumom sa zistila a vymapovala poloha polymiktných zlepencov (mocnosť 0,5—50 m) v Tríbči v podloží stredoslovenských neovulkanitov a Nízkych Tatrách. Zlepence majú 25—45 % valúnov a 55—75 % pojiva. Z celkového počtu valúnov 60—70 % patrí kremeňu, 30—40 % tmavým fylitickým bridliciam, granitoidom a kryštalickým bridliciam (V. Ďurovič 1968). Veľkosť valúnov je maxim. 3—4 cm, ich opracovanie je dobré. Opísané zlepence na rozdiel od doterajších názorov (A. Biely 1962, 1965) možno považovať za skutočnú hranicu karbónu a permu v chočskej jednotke. V nadloží zlepencov v Nízkych Tatrách, Tríbči i z vrtov v podloží neovulkanitov možno pozorovať najstaršie produkty permského vulkanizmu — prvú erupčnú fázu. Všetky sedimenty mladšieho paleozoika, staršie ako sú prejavy prvej erupčnej fázy, možno zahrnúť do predvulkanickej etapy vývinu paleozoika chočskej jednotky (J. Vozár 1965).

Prvou erupčnou fázou sa začína vulkanická etapa vývinu mladšieho paleozoika a zároveň je to prvá erupčná fáza, ktorá bola odrazom aktivizácie pozdĺžnych zlomov a zlomových línií. Prvá a druhá erupčná fáza sú charakterizované v osobitnej práci (J. Vozár 1970, 1971). Na tomto mieste zdôrazním len hlavné znaky oboch fáz.

Prvá erupčná fáza je relatívne staršia, k jej prejavom došlo hneď po sedimentácii opísaných zlepencov, teda v nadloží hranice karbón—perm. Rozsah fázy je pomerne malý; je to tenké teleso lineárneho typu, budované takmer výlučne drobnozrnitým až strednozrnitým porfyritom, melafýr-porfyritom.

Produkty prvej erupčnej fázy majú vyrovnaný chemizmus s minimálnym rozsahom magmatickej diferenciácie (SiO_2 52—54 %). Horniny tejto fázy sú teda relatívne kyslejšie a sú charakteristické minimálnou, takmer žiadnou, hydrotermálnou fázou a veľmi nízkou explozivitou. To všetko nasvedčuje tomu, že zlomy boli plytšie a ich činnosť v tomto období bola relatívne slabá.

Po prvej erupčnej fáze nastalo vo východnejšej časti trogovej sedimentačnej zóny výrazné splytčenie, v okrajových partiách sa prechodne tvorili plytké lagúny so sedimentáciou znečistených evaporitov, lokálne i s polohami karbonátov. V tomto období po prvej erupčnej fáze možno pozorovať najprv minimálnu a postupne silnejúcu explozívnu činnosť. Prejavila sa tvorbou sedimentárnych vložiek tufov, tufitov a tufitických sedimentov. Bežne bolo pozorované gradačné zvrstvenie pyroklastík, lokálne i polohy lapilových tufov. Smerom do nadložia pribúda pyroklastických hornín, čo taktiež svedčí o silnejúcej explozívnej činnosti. Nepochybne aj v tejto etape vývinu mladopaleozoického sedimentačného priestoru chočskej jednotky zohrali zlomy dôležitú úlohu. Boli jedinou komunikáciou explodovaných materiálov, v sprievode ktorých došlo aj k drobným výľavom lokálneho významu. Možno pozorovať postupné prehlbovanie centrálnych i okrajových častí trogovej sedimentačnej zóny.

Explozívna činnosť vrcholí počas druhej erupčnej fázy. Je relatívne mladšia a rozsahom mohutnejšia. Kým prvá fáza pozostáva takmer z jediného výľavu, druhá erupčná fáza má niekoľko výľavov, ktoré sú v časovej následnosti; staršie výľavy sú prikryté mladšími. Medzi dvoma výľavmi možno pozorovať intravulkanickú sedimentáciu tufov, tufitov, pieskovcov, piesčitých a ílovitých bridlíc. Efuzívne horniny druhej erupčnej fázy sú petrograficky veľmi pestré, zastúpené sú všetky dosiaľ opísané variety (mandľovcovo-pôrovitá, mandľovcovo-porfyrická, porfyrická, drobnozrnitá a strednozrnitá) melafýrov, melafýr-porfyritov a porfyritov. Ďalšou charakteristickou črtou je väčší rozsah diferenciácie medzi výľavmi i v rámci jediného výľavu (SiO_2 35—62 %) a prejav hydrotermálnej fázy je relatívne bohatší.

Permský vulkanizmus chočskej jednotky sa viaže na dlhé zlomové línie a zlomy. Svedčí o tom celý rad štruktúrnych prvkov vlastných vulkanických telies. Výrazná aktivizácia zlomov sa prejavila predovšetkým počas druhej erupčnej fázy, v súvislosti s ktorou možno pozorovať opakované efúzie hornín s relatívne vyššou bázicitou ako u prvej erupčnej fázy. Zmeny bázicity medzi obidvoma fázami možno okrem iného vysvetliť i prehlbovaním zlomových štruktúr. *Činnosť erupčnej fázy nasvedčuje tomu, že zlomy, zlomové línie boli v tejto etape podstatne aktívnejšie.* Permský vulkanizmus chočskej jednotky má všetky prvky líniového vulkanizmu. Maximálna aktivita prvej erupčnej fázy sa sústreďuje predovšetkým do v. časti sedimentačnej trogovej zóny,

na rozdiel od druhej erupčnej fázy, ktorej rozšírenie je po celej jej dĺžke. Zlomové línie boli počas vulkanických prejavov v rôznych častiach sedimentačnej zóny aktivované na nerovnakej úrovni. Poslednými prejavmi vulkanizmu sa končí vulkanická etapa vývinu mladšieho paleozoika chočskej jednotky (J. Vozár 1965, 1970).

Povulkanickú etapu vývinu mladšieho paleozoika chočskej jednotky reprezentujú ílovité, ílovito-piesčité, piesčité bridlice a pieskovce. Aj tieto sedimenty permu vykazujú značnú štruktúrno-mineralogickú nezrelosť. Celkovú povahu sedimentačného priestoru dokresľujú poznatky o chaotickom striedaní rôznych typov nevytriedených sedimentov. Čiastočne tiež ako odraz predošlého vývinu v najvrchnejšom perme možno pozorovať značné splytčenie sedimentačného priestoru. Z tohto súvrstvia boli v poslednom období určené vrchnopermské pely (ústne zdelenie E. Planderovej).

Spodný trias reprezentovaný dobre vytriedenými sedimentmi s vysokým stupňom štruktúrno-mineralogickej zrelosti (kremence, kremité pieskovce) znamená výrazné vyrovnanie reliéfu, a to nielen v chočskom sedimentačnom priestore, ale vôbec v centrálnych Západných Karpatoch. Mladopaleozoický sedimentačný priestor trogového charakteru reprezentoval embryonálnu (počiatočnú) etapu vývinu vlastnej alpínskej geosynklinály rozvinutej v mezozoiku. Chceme tým zdôrazniť skutočnosť, že práve labilná sedimentačná zóna trogového charakteru bola základom pre vytvorenie širšieho sedimentačného priestoru v mezozoiku. Permský vulkanizmus v počiatočnej etape vývinu chočského sedimentačného priestoru chápeme ako prediniciálny (embryonálny J. Vozár 1968) — magmatizmus vo vzťahu k triasovému a kriedovému iniciálnemu vulkanizmu v karpatskej geosynklinále.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Biely A., 1960: Chočský príkrov na severných svahoch Nízkych Tatier. Geol. práce, Správy 20, Bratislava. — [2] Biely A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón" vo veporidách. Geol. práce, Správy 21, Bratislava. — [3] Biely A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tríbča. Geol. práce, Zoš. 62, Bratislava. — [4] Biely A., 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. Geol. práce, Správy 28, Bratislava. — [5] Biely A., 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. Geol. práce, Správy 34, Bratislava. — [6] Biely A. — Bystrický J. — Fusán O., 1968: Zur Problematik der „subtatrischen Decken" in den Westkarpaten. Geol. zbor., Geol. Carpathica, 19/1, SAV, Bratislava. — [7] Ďurovič V., 1968: Petrografia, litológia a sedimentológia melafýrovej série na SV svahoch Nízkych Tatier. Manuskript-archív Katedry petrografie PFUK, Bratislava. — [8] Ďurovič V., 1970: Petrografia, litológia a sedimentológia

melafýrovej (vulkanogénno-sedimentárnej) série CZK. Manuskript-archív Katedry petrografie PFUK, Bratislava. — [9] Drnzík E., 1969: O zrudnení typu medňatých pieskovcov v perme melafýrovej série na východných svahoch Nízkych Tatier. Miner. Slovaca. I/1, Spišská Nová Ves. — [10] Maheľ M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývoj mezozoika centrálnych Karpát. Geol. práce, Zoš. 55, Bratislava. — [11] Maheľ M., 1961: Geologická stavba Malých Karpát. Zjazdový sprievodca pre exkurzie XII. zjazdu ČSMG, Bratislava. — [12] Maheľ M., 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch. Čas. pro min. a geol. 9, Praha. — [13] Maheľ M. a kol., 1963: Vysvetlivky k mape 1 : 50 000, list Hranovnica. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Maheľ M. a kol., 1964: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Banská Bystrica, Bratislava. — [15] Maheľ M. a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty sv. 1. Academia, Praha. — [16] Rösing F., 1947: Die geologische Verhältnisse des Braniskogebirges und Čierna Hora (Karpathen). Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 99/1947, Berlin. — [17] Vozár J., 1965: Niektoré výsledky vulkanologického štúdia v tzv. melafýrovej sérii Nízkych Tatier. Správy o geol. výsk. r. 1964. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava. — [18] Vozár J., 1966: Melafýrové pyroklastiká Malých Karpát. Geol. práce Správy 40, Bratislava. — [19] Vozár J., 1967a: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. Geol. práce, Správy 41, Bratislava. — [20] Vozár J., 1967b: Der permische Vulkanismus in der Choč-Decke (Westkarpaten). Geol. práce, Správy 42, Bratislava. — [21] Vozár J., 1968: Der perm-mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [22] Vozár J., 1970: Permský vulkanismus chočského príkrovu na severných svahoch Nízkych Tatier. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Vozár J., 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. Geol. práce, Správy 56, Bratislava.

JOZEF VOZÁR

BRÜCHE UND IHRE BEZIEHUNG ZUM PERM-VULKANISMUS DER CHOČ-EINHEIT IN DEN WESTKARPATEN

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

Mit dem geologischen Bau, der Tektonik und Stratigraphie der Choč-Einheit befassten sich in letzter Zeit hauptsächlich M. Maheľ (1959, 1961, 1963, 1964, 1967), A. Biely (1960, 1961, 1962, 1963, 1965), V. Ďurovič (1968, 1970), E. Drnzík (1959).

Die Verbreitung des jungpaleozoischen sedimentär-vulkanischen Komplex der Choč-Einheit in den Westkarpaten ist beträchtlich und diese Tatsache liefert den ersten Beweis des grossen Umfanges des ürsprünglichen Sedimentationsbeckens in Längsrichtung im Karbon, Perm und selbstverständlich auch im Mesozoikum. Der erwähnte Gesteinskomplex ist in den folgenden Gebieten erhalten geblieben: Kleine Karpaten, Strážovská hornatina, Tríbeč, Untergrund der mittelslowakischen Neovulkanite, südliche und nördliche Hänge der Niederen Tatra, Untergrund des Paleogens im Spiš-Becken, in der Form von isolierten tektonischen Trümmerschollen auf dem veporiden Kristallin und im Čierna hora-Gebirge. Auf die Vorkommnisse der Choč-Decke im Branisko hat schon F. Rösing (1947) aufmerksam gemacht. Die Geosynklinale der Choč-Einheit stellte im

Jungpaleozoikum eine labile Sedimentationszone von Trog-Charakter vor, zwar auf älteren Strukturen angelegt, aber in ihrer späteren Entwicklung aktiv mit dem alpinen Orogen verbunden. Die Länge der trogförmigen Sedimentationszone reichte auf Grund einer Abschätzung der heutigen Vorkommnisse bis 500 km und die Breite war variabel im Ausmasse von einigen km bis maximal 40—50 km.

Die umfangreichen paleogeographischen Veränderungen im weiteren Areale des Karpatenraumes an der Grenze zwischen dem Karbon und Perm widerspiegelten sich ummittelbar auch im eigentlichen Sedimentationsraume der Choč-Einheit. Die Funktion der Brüche, der Bruch-Strukturen beruhte nicht nur in der allgemeinen Labilität der Sedimentationszone, sondern gerade an der Grenze Karbon-Perm ist es eine besonders bedeutsame Äusserung bei der Gestaltung der paleogeographischen Verhältnisse. Eine Lage von polymikten Konglomeraten (Mächtigkeit 0,5—50 m) wurde beobachtet und kartiert im Tríbeč im Untergrunde der mittelslowakischen Neovulkaniten und in der Niederen Tatra. Zum Unterschied von den bisherigen Ansichten (A. Biely 1962, 1965) können die Konglomerate als tatsächliche Grenze zwischen dem Karbon und Perm in der Choč-Einheit betrachtet werden. Im Hangenden der Konglomerate können in der Niederen Tatra, im Tríbeč und aus den Bohrungen im Untergrunde der Neovulkaniten die ältesten Produkte des Perm-Vulkanismus beobachtet werden — *die erste Eruptionsphase.* Alle Sedimente des Jungpaleozoikums die älter als die Äusserungen der ersten Eruptionsphase sind, können in die vorvulkanische Etappe der Entwicklung des Paleozoikums der Choč-Einheit gereiht werden (J. Vozár 1965).

Mit der *ersten Eruptionsphase* beginnt die vulkanische Etappe der Entwicklung des Jungpaleozoikums und gleichzeitig ist es die erste Eruptionsphase, welche eine Widerspiegelung der Aktivisierung von längsgerichteten Brüchen und Bruchlinien war. Mit der Charakteristik der ersten und zweiten Eruptionsphase befassten wir uns in einer besonderen Arbeit (J. Vozár 1970 1971).

Die erste Eruptionsphase ist relativ älter, zu ihren Äusserungen kam es gleich nach der Sedimentation der beschriebenen Konglomerate, also im Hangenden der Grenze Karbon-Perm. Die Produkte der ersten Eruptionsphase haben einen ausgeglichenen Chemismus mit minimalem Umfange der magmatischen Differenzierung (SiO_2 52—54%). Die Gesteine der ersten Eruptionsphase sind also relativ säurer und durch eine minimale hydrothermale Phase und sehr niedrige Explosivität gekennzeichnet. Das alles weist darauf hin dass die Brüche seichter waren und in jener Zeit ihre Aktivität relativ schwächer war.

Nach der ersten Eruptionsphase ist der östliche Teil der trogförmigen Sedimentationszone deutlich seichter geworden in den Randpartien bildeten sich zeitweilig seichte Lagunen mit einer Sedimentation von verunreinigten Evaporiten örtlich auch mit Lagen von Karbonaten. In jenem Zeitraum kann nach der ersten Eruptionsphase zuerst eine minimale und allmählich eine zunehmende explosive Aktivität beobachtet werden. Es ist ausser Zweifel, dass auch in jener Entwicklungsetappe des jungpaleozoischen Sedimentationsraumes der Choč-Einheit die Brüche eine wichtige Rolle spielten. Sie waren der einzige Kommunikationsweg der explodierten Materiale in welcher Begleitung es auch zu kleineren Ergüssen von lokaler Bedeutung kam. Eine allmähliche Vertiefung der zentralen- und Randteile der trogförmigen Sedimentationszone kann man bemerken.

Die explosive Tätigkeit kulminiert während der *zweiten Eruptionsphase.* Diese ist relativ jünger und von gewaltigerem Ausmasse. Während die erste Phase fast nur aus einem Erguss besteht, enthält die zweite Eruptionsphase einige Ergüsse, welche in Zeitabfolge geordnet sind. Die Effusivgesteine der zweiten Eruptionsphase sind von sehr bunter petrographischen Zusammensetzung, alle bisher bekannten Varietäten (mandelsteinig-

poröse, mandelsteinig-porphyrische, porphyrische, fein-mittelkörnige) der Melaphyren, Melaphyr-Porphyriten und Porphyriten sind vertreten. Ein weiterer charakteristischer Zug ist der grössere Umfang der Differenzierung zwischen den Ergüssen auch im Rahmen eines Ergusses (SiO_2 35—62 %) und die Äusserung der hydrothermalen Phase ist relativ reicher.

Der permische Vulkanismus der Choč-Einheit ist an lange Bruchlinien und Brüche gebunden. Das bezeugt eine ganze Reihe von Strukturelementen der eigenen vulkanischen Körper. Eine deutliche Aktivisierung der Brüche machte sich hauptsächlich während der zweiten Eruptionsphase bemerkbar, im Zusammenhang mit welcher wiederholte Effusionen von einer relativ höheren Basizität der Gesteine als bei der ersten Eruptionsphase beobachtet werden können. Die Änderungen in der Basizität zwischen den beiden Phasen können ausser anderem auch durch eine Vertiefung der Bruch-Strukturen erklärt werden. Die Tätigkeit der zweiten Eruptionsphase weist darauf hin, dass die Brüche, Bruchlinien in jener Etappe wesentlich aktiver waren. Der permische Vulkanismus der Choč-Einheit enthält alle Elemente eines Linien-Vulkanismus. Die maximale Aktivität der ersten Eruptionsphase konzentrierte sich vor allem auf den östlichen Teil der trogförmigen Sedimentationszone, zum Unterschiede von der zweiten Eruptionsphase welche ihrer ganzen Länge nach verbreitet war. Die Bruchlinien wurden während der vulkanischen Äusserungen in verschiedenen Teilen der Sedimentationszone auf ungleicher Ebene aktiviert.

Die postvulkanische Entwicklungsetappe des Jungpaleozoikums der Choč-Einheit ist durch tonige, tonig-sandige, sandige Schiefer und Sandsteine vertreten. Auch diese Perm-Sedimente weisen eine bedeutende strukturell-mineralogische Unreifheit auf. Den gesamten Charakter des Sedimentationsraumes ergänzen die Erkenntnisse über die chaotische Abwechselung von verschiedenen Typen der unsortierten Sedimente. Teilweise auch als Widerspiegelung der vorhergehenden Entwicklung im obersten Perm ist ein bedeutendes Seichterwerden des Sedimentationsraumes zu beobachten.

Die untere Trias, vertreten durch gut sortierte Sedimente mit einem hohen strukturell-mineralogischen Reifheitsgrad (Quarzite, Quarzsandsteine) bedeutet einen deutlichen, Reliefausgleich, und zwar nicht nur im Sedimentationsraume der Choč-Einheit, aber in den Zentralen Westkarpaten überhaupt. Der jungpaleozoische Sedimentationsraum von Trog-Charakter repräsentierte die embryonale (Anfangs-) Etappe der Entwicklung der eigentlichen alpinen Geosynklinale, die sich im Mesozoikums entfaltete. Damit wollen wir die Tatsache hervorheben dass die gerade beschriebene labile Sedimentationszone von Trog-Charakter eine Grundlage für die Bildung eines erweiterten Sedimentationsraumes im Mesozoikum war. Den Perm — Vulkanismus in der Anfangs-Etappe der Entwicklung des Sedimentationsraumes der Choč-Einheit betrachten wir als vorinizial (embryonaler Magmatismus, Vozár 1968) in Beziehung zu dem triassischen und kretazischen inizialen Vulkanismus in der Karpaten-Geosynklinale.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 57 | str. 239–264 | Bratislava | 1971

L. ZBOŘIL*–V. KONEČNÝ**–M. FILO*

PRÍSPEVOK GEOFYZIKY K RIEŠENIU VZŤAHU MEDZI TEKTONIKOU A VULKANIZMOM V CENTRÁLNEJ ČASTI ZÁPADNÝCH KARPÁT

Abstract. The authors confront the results of geophysical and structural-volcanological study of the Central-Slovakian neovolcanites. The article presents important conclusions about the direction and the course of the main volcano-tectonic zones in the area under present discussion.

Použitie geofyzikálnych metód (gravimetria, letecká a pozemná magnetika, čiastočne seizmika a geoelektrika) v konfrontácii s výsledkami štruktúrno-vulkanologického výskumu sa ukázalo veľmi efektívne pri štúdiu vzťahov medzi tektonickými štruktúrami a zákonitosťami stavby a vývoja vulkanických komplexov centrálnych Západných Karpát. Zvlášť cenné sú podklady, ktoré poskytuje geofyzikálny výskum pri detekcii hlbinných zón významných z hľadiska založenia prívodových eruptívnych centier a vývoja vulkanických aparátov subsekventného vulkanizmu.

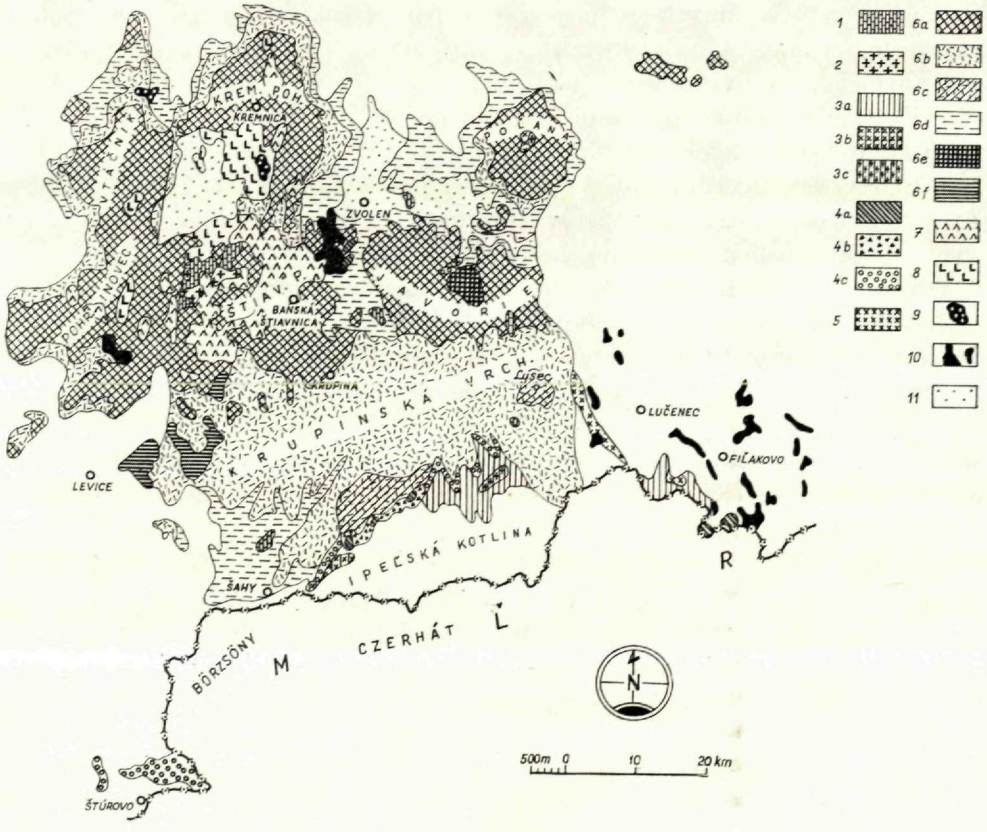
V príspevku poukážeme na tieto zákonitosti v oblasti stredoslovenského neovulkanického regiónu, menovite v oblasti Krupinskej vrchoviny, v pohorí Javorie, v Štiavnickom a Kremnickom pohorí a sčasti v oblasti pohoria Inovec a Vtáčnik (obr. 1). V rámci uvedenej problematiky je sledovaná aj väzba prejavov paleovulkanizmu na hlbinné zlomy v oblasti severomaďarsko-juhoslovenského sedimentačného priestoru, korelované s poznatkami maďarských autorov (K. Posgay 1965, Z. Szabó 1967, J. Szilard 1968).

Pri riešení vzťahu tektoniky a vulkanizmu vychádzame z práce M. Kuthana (1963), ďalej zo záverov komplexného geologického-geofyzikálneho výskumu podložia stredoslovenských neovulkanitov a ipeľskej kotliny publikovaných kolektívom autorov (L. Zbořil – D. Vass – M. Filo – O. Orlický – J. Májovský 1968; O. Fusán – M. Kuthan – S. Ďuratný – J. Plančár – L. Zbořil 1969).

* Ústav užitej geofyziky, Bratislava–Prievoz
** Geologický ústav Dionýza Štúra Mlynská dolina 1, Bratislava

Podkladom k predloženej štúdii je štruktúrno-tektonická schéma stavby podložia zakrytých oblastí v južnej časti vnútorných Západných Karpát zostavená O. Fusánom (1971 — obr. 2), korelovaná s výsledkami vulkanologicko-štruktúrneho a geofyzikálneho výskumu. Na štruktúrno-tektonickej schéme sú v podloží neovulkanitov detektované tektonické systémy sv.—jz. až ssv.—jjz. smeru, ktoré sú určené ako pokračovanie významných tektonických línií, oddeľujúce štruktúrno-tektonické jednotky v oblasti veporíd (muránsko-divínská línia, pohorelská línia atď.).

Z hľadiska paleogeografického vývoja územia v priebehu miocénu, založenia i migrácie eruptívnych centier subsekventného vulkanizmu sa línie uvedeného smeru javia ako línie zásadného významu. Línie, resp. zóny tektonického porušenia predstavujú zrejme hlboko založené systémy znovu oživované v priebehu miocénu. Tie, u ktorých sa dokázalo, že boli využívané ako výstupné cesty subsekventného vulkanizmu a zohrali zásadnú úlohu pri vývoji vulkanických aparátov, označujeme ako vulkanotektonické zóny (obr. 2).



Ako podružné línie k hlavným tektonickým zónam sú dislokácie sz.—jv. až zsz.—vjv. smeru. Konkrétne eruptívne centrá boli založené často v oblasti križovania hlavných tektonických systémov s podružnými líniami. Zatiaľ čo systémy sz.—jv. smeru sú najmä v oblasti terciérnych sedimentov ipeľskej kotliny geologickým mapovaním dobre identifikovateľné (pretože sú prevažne postvulkanické), poruchové pásma sv.—jz. a meridionálneho smeru možno sledovať väčšinou len na základe geofyzikálnych meraní.

Gravimetria detektuje tieto systémy ak v podloží vytvárajú stupne väčšej vertikálnej amplitúdy resp. výrazné hustotné rozhranie v inak platforemne modelovanom substráte, alebo ak sú na nich lokalizované bazické, oproti svojmu okoliu obvykle hustotne výraznejšie vulkanické telesá väčších priestorových rozmerov. K ich sledovaniu prispieva

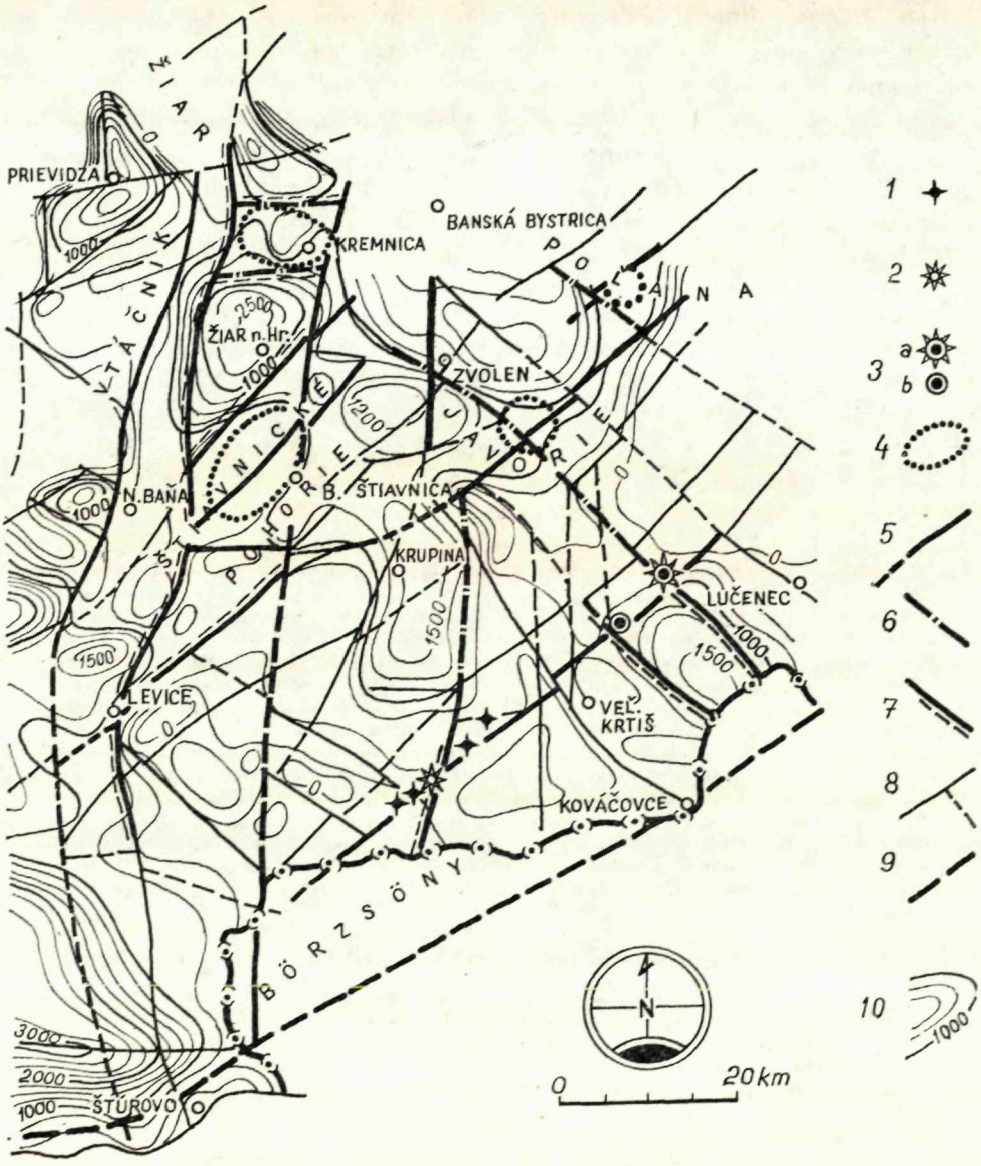
◄

Obr. 1 Schéma produktov subsekventného a finálneho vulkanizmu stredného Slovenska (V. Konečný—M. Kuthan 1968)

Vysvetlivky: 1 — výchozy predvulkanického podložia (mezozoické a paleozoické horniny); 2 — intruzívne telesá dioritov a granodioritov v oblasti neovulkanitov; 3 — produkty ryolitového vulkanizmu — pemzové tufy a tufity: 3/a vo vrchnom burdigale, 3/b vo vrchnom helvéte, 3/c v karpate; 4 — produkty acidného andezitového vulkanizmu (I. and. fáza): 4/a extruzívne formy, 4/b hruboúlomkovité extruzívne brekcie, 4/c redeponované vulkanoklastiká v morskom prostredí; 5 — produkty ryolitového vulkanizmu (II. ryolit. fáza) — pemzové ryolitové tufy; 6 — produkty bázického až intermediárneho andezitového vulkanizmu (II., IV. and. fáza): 6/a relikty stratovulkánových foriem (striedanie explozívnych a efuzívnych produktov), 6/b hruboúlomkovité vulkanoklastiká v alochtónnom vývoji (prevažne redeponované v subakválnom prostredí), 6/c hruboúlomkovité vulkanoklastiká v autochtónnom vývoji (pyroklastické uloženiny), 6/d vulkanoklastické sedimenty (tufy a tufity), 6/e komplexy hyaloklastikových hornín bazaltoidného andezitu, 6/f lávové efúzie sklovitých andezitov vo vodnom prostredí (bohunický typ) — produkty puklinových erupcií; 7 — produkty acidného andezitového až dacitového vulkanizmu (III. and. fáza) — prevažne extruzívne formy (dómy, kumulodómy) podradné lávové prúdy a vulkanoklastiká; 8 — produkty ryolitového a ryodacitového vulkanizmu (III. ryolit. fáza) — prevažne extruzívne telesá, podradne explozívne produkty. Finálny vulkanizmus: 9 — bazaltoidné andezity — lávové prúdy, necky, dajky; 10 — finálne bazalty — lávové prúdy, stratovulkány a struskové kónusy; 11 — sedimenty intravulkanických kotlín

Fig. 1 The scheme of products of subsequent and final volcanism in Central Slovakia (V. Konečný—M. Kuthan 1968)

Explanatory notes: 1 — outcrops of pre-volcanic basement (Mesozoic and Palaeozoic rocks); 2 — intrusive bodies of diorites and granodiorites in the neovolcanic region; 3 — products of rhyolite volcanism — pumiceous tuffs and tuffites: 3/a in Upper Burdigalian, 3/b in Upper Helvetian, 3/c in Karpatien; 4 — products of acid andesite volcanism (Ist andesite phase): 4/a extrusive forms, 4/b coarse-fragmentary extrusive breccia, 4/c redeposited volcanoclastic material in marine environment; 5 — products of rhyolite volcanism (IInd rhyolite phase) — pumiceous rhyolite tuffs; 6 — products of basic and intermediary andesite volcanism (IInd, IVth andesite phase): 6/a relicts of stratovolcanic forms (alternation of explosive and effusive products), 6/b coarse-fragmentary volcanoclastic material in allochthonous formation (redeposited predominantly in subaqueous environment), 6/c coarse-fragmentary volcanoclastic material in autochthonous formation (pyroclastic deposits), 6/d volcanoclastic sediments (tuffs and tuffites), 6/e complexes of hyaloclastite rocks of basaltoid andesite, 6/f lava effusions of vitreous andesites in aqueous environment (the Bohunice type) — products of fissure eruptions; 7 — products of acid andesite and dacite volcanism (IIIrd andesite phase) — extrusive forms predominating (domes, cumulodomes), subsidiary lava flows and volcanoclastic material; 8 — products of rhyolite and rhyodacite volcanism (IIIrd rhyolite phase) — extrusive bodies predominating, explosive products being subsidiary. Final volcanism: 9 — basaltoid andesites — lava flows, necks, dykes; 10 — final basalts — lava flows, stratovolcanoes and cinder cones; 11 — sediments of intravolcanic depressions



Obr. 2 Vzťah tektoniky predterciérneho podložia k vulkanizmu (s použitím podkladov O. Fusána 1971) L. Zbořil — V. Konečný

Vysvetlivky: 1 — vulkanické centrá formácie Vinica—Príbelce; 2 — vulkanické centrá formácie Čelovce; 3 — vulkanické centrum formácie a) Lysec, b) podpovrchová intrúzia; 4 — centrálne vulkanické oblasti pohorí: Javorie, Poľana, Štiavnické pohorie, Kremnické pohorie; 5 — vulkanotektonické línie hlavné; 6 — vulkanotektonické línie doplňujúce; 7 — línie opakované v mladších obdobiach subsekventného vulkanizmu a po jeho ukončení; 8 — línie bez vzťahu k vulk. aktivite (predvulkanické, postvulkanické); 9 — zóna s lineárnym usporiadaním paleovulkanických telies; 10 — izohypsy predterciérneho podložia

aj magnetometria letecká i pozemná, ak vytvárajú rozhranie dvoch alebo niekoľkých rôzne magnetických prostredí, alebo ak kopírujú lineárne usporiadanie magnetických vulkanických telies.

Seizmika identifikuje hlbinné tektonické systémy vtedy, ak jestvuje rozhranie medzi prostrediami s výrazne odlišnými rýchlosťami priechodu seizmických vĺn. Ide najmä o určenie hranice kryštalinika a mezozoika oproti paleozoickému komplexu slabometamorfovaných bridlíc a to v horninových prostrediach, ktoré sú pre nevýraznú diferenciáciu v hustotách a magnetických vlastnostiach veľmi ťažko gravimetriou, resp. magnetometriou odlíšiteľné.

V niektorých prípadoch prispieva k detekcii subvulkanických telies viazaných na hlbinné tektonické systémy aj geoelektrické meranie, zvlášť ak tieto telesá vystupujú vo výrazne odporovo kontrastnom prostredí.

Juhoslovensko-severomaďarská sedimentačná oblasť

V oblasti juhoslovensko-severomaďarského sedimentačného priestoru boli vysledované dve takmer paralelné tektonické zóny regionálneho významu.

Južná tektonická zóna

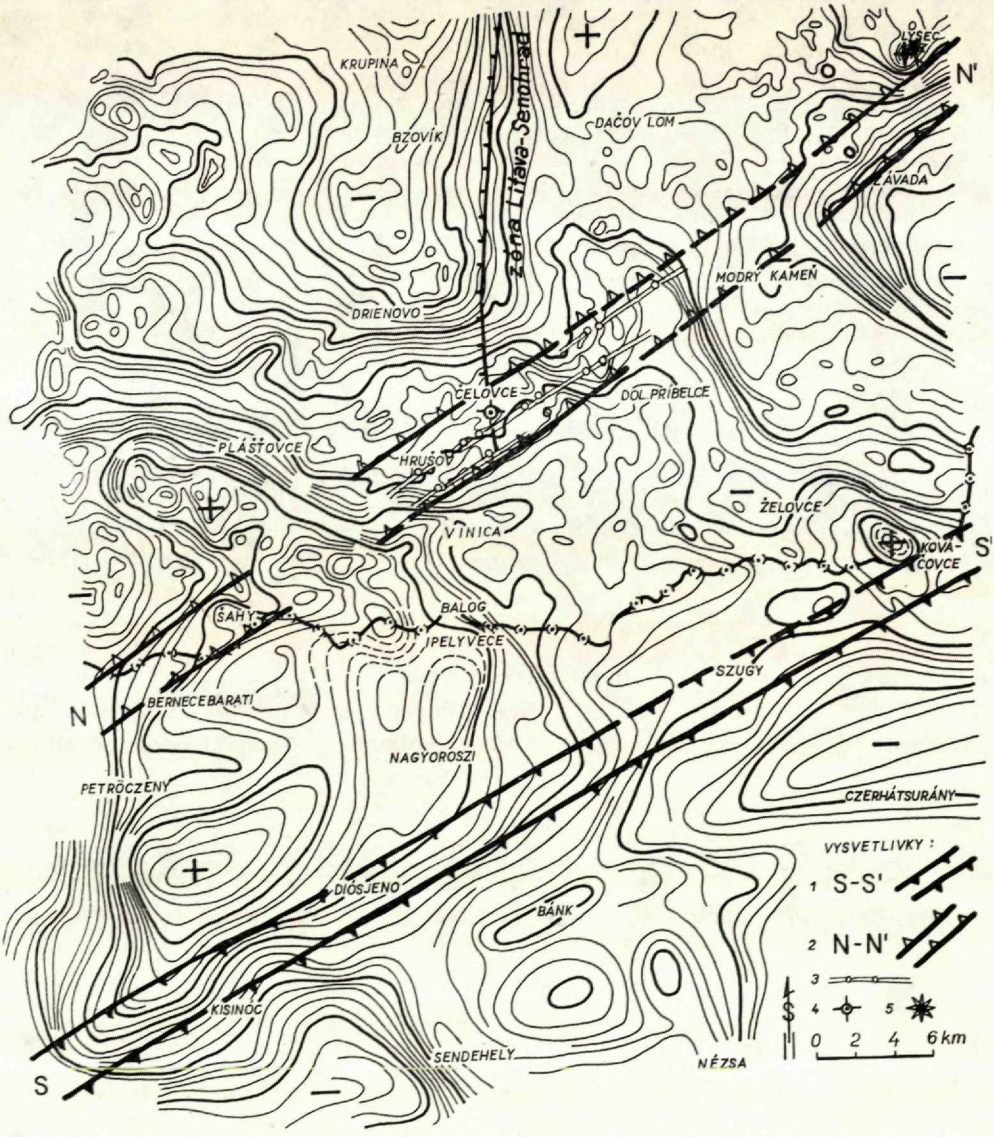
detektovaná vo väčšej miere na území Maďarska (K. Posgay 1965, J. Haaz 1966, Z. Szabó 1967, J. Szilard 1968), prejavuje sa priebehom intenzívneho gradienta Δg a lineárnym usporiadaním výrazných anomálií ΔZ v smere SV—JZ, a to v priestore obcí Kováčovce, Diozjenö a pokračuje do j. časti neovulkanického pohoria Börzsöny (obr. 3, 4). Najintenzívnejšou anomáliou je porucha tiažového a magnetického poľa v priestore obce Kováčovce. Anomáliu vyvolal čiastočne účinok telesa paraamfibolitov, miestami obohateného magnetitom. Amfibolitové teleso je uzatvorené vnútri granatických svorov pásma Kohúta, veporidnej tektonickej jednotky (O. Fusán a kol. 1969).

Smerom na JZ, v priestore opisovanej zóny, sú bázické telesá tvorené diabázami alebo serpentinitmi v prostredí slabo metamorfovaných devónskych, resp. karbónskych bridlíc (Z. Szabó 1967).

Opisovaná tektonická zóna ovplyvnila paleogeografický vývoj územia v predterciérnom období. Oddeľuje katazonálno-metamorfované kryštalinikum veporíd od paleozoických, resp. mezozoických útvarov maďarského stredohoria. Predpokladáme, že táto línia bola mobilnou tektonickou zónou

Fig. 2 The Relation between tectonic structure of the Substratum and volcanism (based upon the data by O. Fusán 1970)

Explanatory notes: 1 — volcanic centers of the Vinica—Príbeľce formation; 2 — volcanic centers of the Čelovce formation; 3 — volcanic centers of the formations: a) Lysec, b) subsurficial intrusion; 4 — the central volcanic areas of the mountains: Javorie, Poľana, Štiavnické pohorie, Kremnické pohorie; 5 — volcanotectonic lines — the main; 6 — volcanotectonic lines — supplementary; 7 — lines repeated in younger periods of subsequent volcanism and after its termination; 8 — lines without relationship to volcanic activity — prevolcanic, postvolcanic; 9 — the zone with linear alignment of palaeovolcanic bodies; 10 — isohypses of the pre-Tertiary substratum



Obr. 3 Interpretovaná schéma mapy úplných Bouguerových anomálií v oblasti Krupinskej vrchoviny, ipeľskej kotliny, pohoria Börszöny a Czerhát (s použitím gravimetrických podkladov ÚGF Brno a Ústavu Etvösa Löranda — Budapešť)

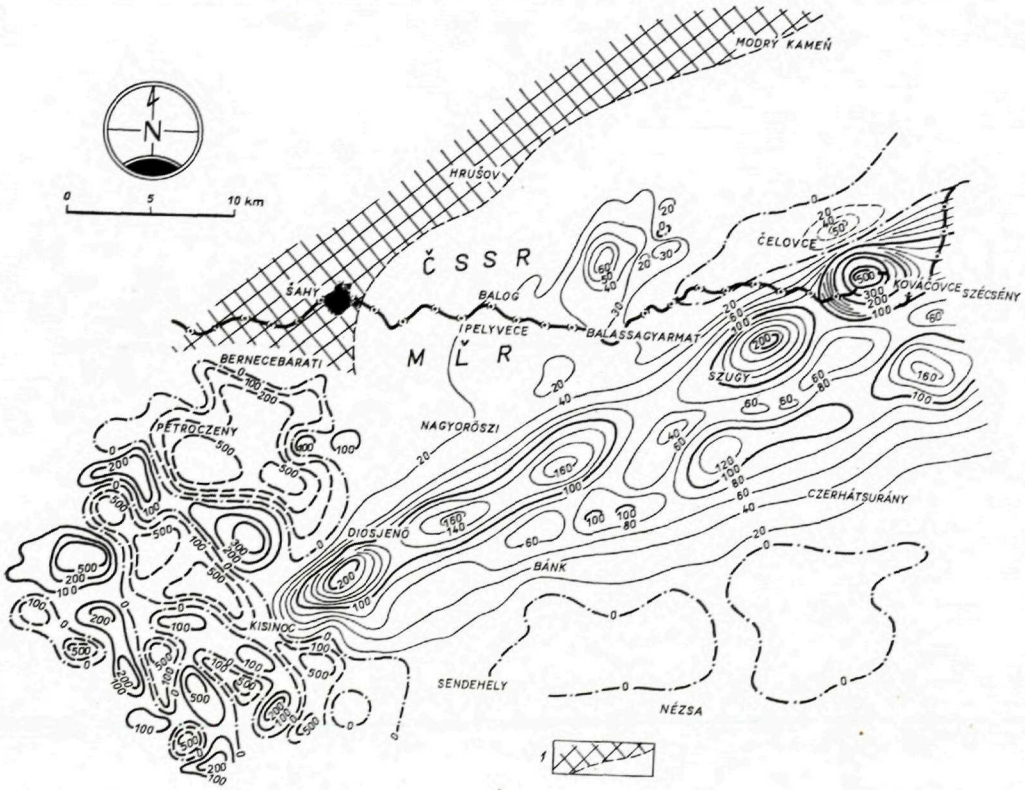
Vysvetlivky: 1 — S—S'; priebeh južnej paleovulkanotektonickej zóny; 2 — N—N'; priebeh severnej neovulkanotektonickej zóny; 3 — eruptívne centrá Vinica—Príbelce; 4 — eruptívne formácie Čelovce—Opava; 5 — eruptívne centrum Lysec

Fig. 3 The interpreted scheme of the map of complete Bouguer's anomalies in the region of Krupinská vrchovina mountains, Ipeľská kotlina depression, Börzsöny and Czerhát mountains (on the basis of gravimetric data by ÚGF Brno and Etvös Löránd Inst. Budapest)

Explanatory notes: 1 — S—S'; the course of the southern paleovolcanotectonic zone; 2 — N—N'; the course of the northern neovolcanotectonic zone; 3 — eruption centers Vinica—Príbelce; 4 — eruption centers of the formation of Čelovce—Opava; 5 — eruption center of Lysec

s prejavmi vulkanizmu v rozpätí algonkium—karbón. V mezozoiku azda i v mladšom paleozoiku vytvára južná poruchová zóna rozhranie medzi severnou — vysokou kryhou a južnou — poklesnutou kryhou. V paleogéne, v priestore ipeľskej kotliny, aktivitu opisovaného poruchového pásma nemožno pozorovať, lebo tu niet výrazných litofaciálnych zmien regionálneho charakteru v rupelských a chatt-akvitánskych sedimentoch (G. Wein 1969). V miocéne nemal tektonický systém funkciu výstupovej cesty subsekventného vulkanizmu, je však pozoruhodné, že pri styku s meridionálnym zlomovým systémom do istej miery ovplyvnil stavbu vulkanického masívu Börzsöny (obr. 3).

Poruchová zóna pokračuje z priestoru neovulkanického pohoria Börzsöny



Obr. 4 Schéma magnetických anomálií (Δ Z) v oblasti ipeľskej kotliny, pohoria Börzsöny a Czerhát (J. Haaz 1966; M. Filo 1968).

Vysvetlivky: 1 — juhovýchodné ohraničenie stredoslovenského neovulkanického komplexu

Fig. 4 The scheme of magnetic anomalies (Δ Z) in the area of the Ipeľská kotlina (depression), the Börzsöny and Czerhát mountains (J. Haaz 1966; M. Filo 1968)

Explanatory notes: 1 — southeastern confinement of the Central-Slovakian neovolcanic complex

do Podunajskej panvy (hurbanovský zlom — O. Fusán 1971), kde určuje severnú hranicu mezozoika panónskeho bloku (oblasť Štúrovo—Ostrihom). Predpokladaná mobilita opisovaného systému podmienila v eocéne intenzívny subsidenčný charakter v tomto priestore. Podľa T. Budaya—A. Dudeka—J. Ibrmajera (1969) a v zhode s G. Weinom (1969) je opisovaná zóna súčasťou rábskej línie. Smerom na V (podľa výsledkov geofyzikálnych meraní — M. Filo—J. Šefara 1969), prechádza do oblasti rimavskej kotliny a Spišsko-gemerského rudohoria (mezozoika Juhoslovenského krasu).

Z uvedených poznatkov vyplýva, že južná tektonická zóna sa prejavila intenzívnou mobilitou v období algonkium—karbón, keď v jej smere dochádza k výstupu bázickej magmy a k prejavom intruzívno-extruzívneho a efuzívneho vulkanizmu. Jej mobilitu možno sledovať aj v mezozoiku, keď sa prejavila vo vývoji samostatných sedimentačných bazénov s odlišnými fáciami. Domnievame sa teda, že poruchové pásmo svojím významom zodpovedá mobilnej zóne I. rádu a predstavuje pravdepodobne styk medzi panónskym masívom a slovenským blokom.

Severná tektonická zóna

bola čiastočne detektovaná výstupom eruptívnych centier subsekventného vulkanizmu usporiadaných v pásme SV—JZ na južných okrajoch Krupinskej vrchoviny (V. Konečný 1969) a v celom jej priebehu geofyzikálnymi meraniami gravimetriou a magnetometriou (obr. 3, 4). Tiažovými meraniami možno stanoviť šírku opisovaného poruchového pásma na cca 4 km. Uvedená zóna zodpovedá zhruba južnej vetve muránsko-divínskej línie (v zmysle O. Fusána a kol. 1969). Zóna svojím priebehom čiastočne korešponduje zo situáciou šahansko-ábelovskej bariéry (v zmysle M. Kuthana 1965). Smerom na JZ prechádza cez santovsko-túrovský chrbát, kde sa pravdepodobne spája s muránsko-divínskou líniou a pokračuje k s. okrajom pohoria Börzsöny. V tomto priestore ju preruší meridionálny zlomový systém zázrivsko-revúcko-budapeštiansky (D. Kubíny 1962). V období tortónu je označovaná ako šahansko-lysecká zóna a mala značný paleogeografický význam pre vývoj sedimentačného priestoru ipeľskej kotliny a Krupinskej vrchoviny. Funkciu tejto zóny v paleogeografickom vývoji územia je možné charakterizovať takto:

V období pred rupelom sa oblasť ipeľskej kotliny prejavuje výzdvihovým pohybom (denudáciou došlo k odstráneniu mezozoických sedimentov) naproti tomu oblasť Krupinskej vrchoviny má subsidenčný charakter, na čo poukazuje kompletnejší sled mezozoických hornín vrátane jury a kriedy v centrálnej časti (vrt GK-4 Bzovík). Na rozhraní paleogénu a neogénu dochádza k tektogenetickému zvratu; oblasť ipeľskej kotliny subsiduje a stáva sa súčasťou severomaďarsko-juhoslovenského sedimentačného priestoru. Rozšírenie morských transgresií na SZ, t. j. do oblasti Krupinskej vrchoviny, je limito-

vané priebehom šahanskej elevácie (D. Vass—B. Tomášek 1963), resp. šahansko-ábelovskej bariéry (M. Kuthan in S. Ďuratný a kol. 1965). Priečne depresie cez pásmo morfologických elevácií (depresia Dačov lom) sa stali komunikačnými cestami do vnútornejších častí Krupinskej vrchoviny, ktorá má však vzhľadom na subsidujúcu ipeľskú kotlinu veľku výzdvihový charakter.

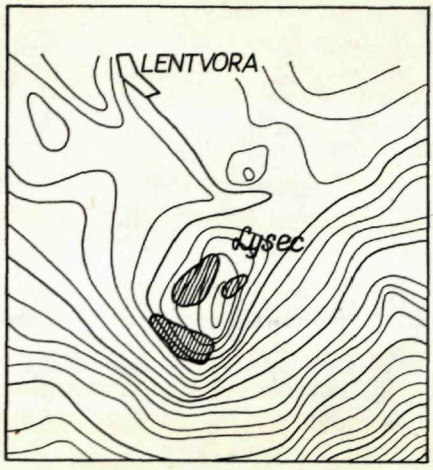
V období spodného tortónu (lanzendorfská séria) dochádza k novému zvratu tektonickej mobility podľa pásma SV—JZ; oblasť Krupinskej vrchoviny subsiduje, zatiaľ čo oblasť ipeľskej kotliny sa stabilizuje a neskoršie sa začína vykliňovať. V smere mobilnej zóny (šahansko-lyseckej) dochádza v sublitorálnom pásme k intrúziám a extrúziám pyroxenických andezitov (± amfibol) formácie Vinica—Príbeľce. Telesá prejavujú výrazné lineárne usporiadanie. K aktivizácii nasledujúceho explozívneho vulkanizmu formácie Čelovce—Opava v morskom a limnickom prostredí dochádza v súvislosti s tektonickými pohybmi pri formovaní čiastkového sedimentačného priestoru — bzovická depresia v oblasti Krupinskej vrchoviny.

Zo schémy mapy úplných Bouguerových anomálií (obr. 3) je zrejmé, že eruptívne centrá (vulkanické necky a dajky pri obci Čelovce) sú situované na križovaní poruchovej zóny SSV—JJZ (obmedzujúcej bzovickú depresiu z východu) s priebehom hlavnej zóny šahansko-lyseckej. V bezprostrednej následnosti je aktivované vulkanické centrum v sv. časti lyseckej zóny. V priebehu vulkanizmu sa v priestore eruptívneho centra vytvorila monogénna vulkanická forma s extrúziami dómov amfibolického andezitu.

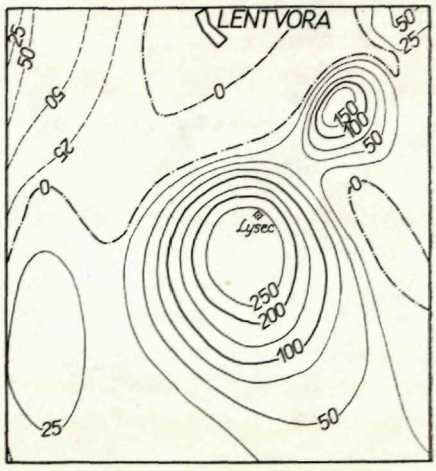
Podľa schémy gravimetrickej mapy (obr. 3) pozícia eruptívneho centra je na križovaní tektonickej poruchy SZZ—JJV s priebehom hlavnej mobilnej zóny šahansko-lyseckej. Vznik eruptívneho centra súvisí zrejme s blokovými poklesmi krýh podložia pri formovaní priekopovej prepadliny hornostrhársko-trenčskej.

Aktivizácia vulkanizmu v smere mobilnej zóny, ako to dokazuje biostratigrafia a absolútne datovanie (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969) vznikla v spodnej časti badenu (lanzendorfská séria). Migrácia eruptívnych centier prebiehala od JZ k SV v rámci mobilnej zóny.

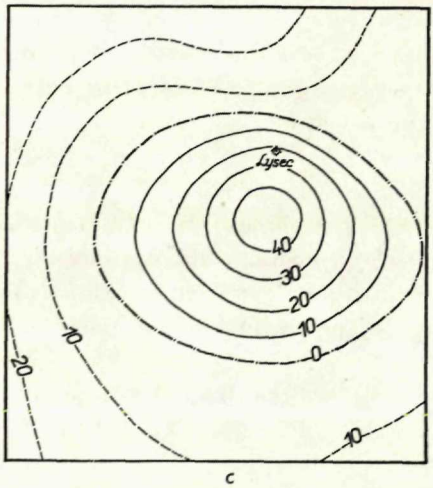
Z hľadiska geofyziky je podstatné, že opisované regionálne i čiastkové štruktúry sú zreteľne detektované predovšetkým gravimetrickými metódami, pretože odrážajú reliéf predneogénnych komplexov, skrytých pod sedimentárnymi a vulkanicko-sedimentárnymi útvarmi. Tektonická zóna šahansko-lysecká bola zistená, ako je vyššie uvedené, geofyzikou v celom jej priebehu, a to od v. okraja Podunajskej panvy cez sedimentačný priestor ipeľskej kotliny až k jv. výbežkom Krupinskej vrchoviny. Gravimetria (obr. 3) zistila priebeh poruchového pásma na základe lineárne usmerneného intenzívneho horizontálneho gradientu Δg, magnetometria (obr. 4), potom určila regionálny styk slabomagnetických sedimentov chatt-akvitánu a spodného miocénu



a



b



c

Obr. 5 Geofyzikálne merania v priestore kóty Lysec
Vysvetlivky: a) schéma mapy úplných Bouguerových anomálií s pozíciou andezitových-dómových telies (J. Plančár 1961); b) mapa izoanomál ΔT (výška letu 500 m nad reliéfom); c) mapa izoanomál ΔT (výška letu 2000 m n. m.; K. Šalanský 1970)

Fig. 5 Geophysical measurements around the Lysec elevation point
Explanatory notes: a) the scheme of the map of complete Bouguer's anomalies with the position of andesite-dome bodies (J. Plančár 1961); b) the map of isoanomalies Δ T (the height of flight 500 m above the relief); c) the map of isoanomalies Δ T (the height of the flight 2000 m above the sea level, K. Šalanský 1970)

so stredno a silno magnetickými produktmi subsekventného vulkanizmu. Pozíciu a formu eruptívneho centra Lysec detektovali okrem gravimetrie aj aeromagnetické a pozemné magnetické merania* (obr. 5 a, b, c). Intenzívnejšie anomálie geomagnetického poľa okrem opisovaného eruptívneho centra Lysec sú vyvolané väčšinou neckovými telesami formácie Čelovce—Opava

* Gravimetria detektuje sumárny tiažový účinok andezitových dómových telies intenzívnou, takmer izometrickou pozitívnou anomáliou △g situovanou na križovaní tektonických systémov (lineárne gradienty △g). Na aeromagnetických mapách zobrazené anomálne pole △T (h = 500 m, 2000 m) dokumentuje hlbinný dosah extrúzií.

a intrúziami a extrúziami formácie Vinica—Príbeľce. Neckové telesá formácie Čelovce sa viažu na styk šahansko-lyseckého poruchového systému s litavským meridionálnym zlomom (obr. 3). Okrem geologického a geomagnetického mapovania ich vysledovali najmä geoelektrické merania, pretože sú oproti svojmu okoliu výrazne odporovo kontrastné (J. Hricko 1968).

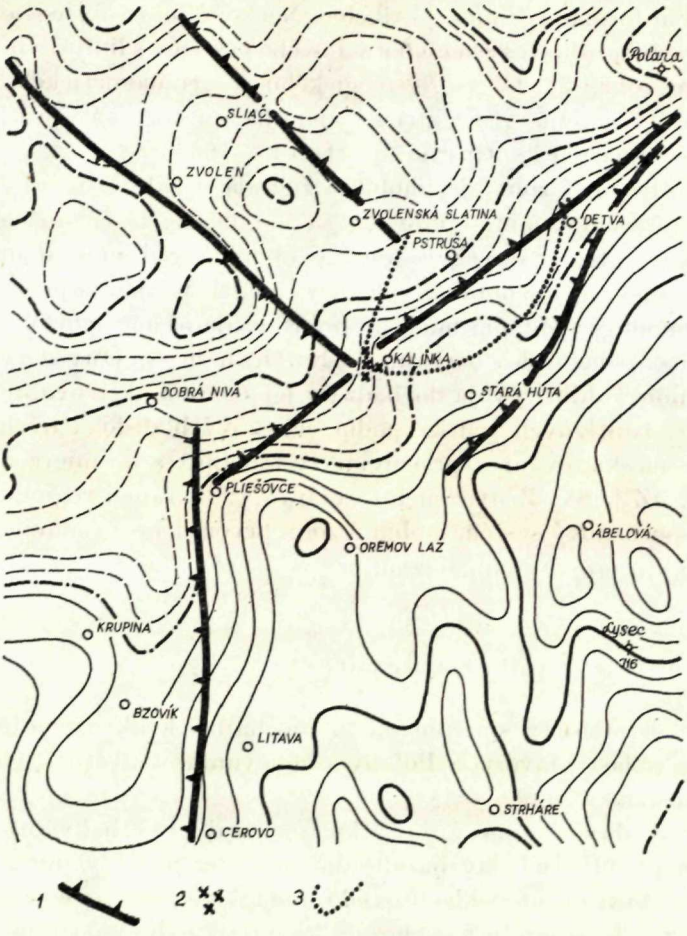
Poznatky o šahansko-lyseckej zóne: jej mobilita zohrala v paleogeografickom vývoji územia zásadný význam. Podľa nej sa v miocéne (a čiastočne i skôr) uskutočnili pohyby regionálnych celkov. V období pred miocénom jej povrchový prejav mal skôr charakter flexúry medzi poklesávajúcim a vyzdvihovaným regiónom, v spodnom miocéne predstavuje pásmo morfologických elevácií (šahansko-ábelovská bariéra; M. Kuthan in S. Ďuratný a kol. 1965). V záverečnom štádiu vývoja dochádza v jej smere k aktivovaniu vulkanizmu a výstupu eruptívnych centier podľa čiastkových dislokačných systémov (najčastejšie na križovaní s priečnymi systémami) a k migrácii eruptívnych centier od JZ k SV. Z uvedeného vyplýva, že v rámci regiónu predstavuje opisovaný poruchový systém mobilnú zónu prvoradého významu. Jej hlbinný dosah indikujú prejavy vulkanizmu.

Oblasť pohoria Javorie

Po presune tektonickej mobility smerom na SZ dochádza k aktivovaniu vulkanických centier v oblasti Javoria a Poľany s budovaním vulkanických aparátov stratovulkanického typu.

Vulkanizmus v pohorí Javorie má v začiatkoch charakter subakválny, v pokročilejšom štádiu pri efúziách láv bazaltoidného andezitu do vodného prostredia dochádza k vývoju hyaloklastitového komplexu. Po vynorení pokračuje vývoj vulkanického aparátu v suchozemskom prostredí explozívno-efuzívnou aktivitou acidnejšieho andezitového vulkanizmu. Do záverečného štádia spadá formovanie kolapsového pásma v smere Kalinka—Pstruša—Rohy spojené s intrúziami acidnejších dajkových telies (dacity, ryolity) a extrúziami dómov amfibolického andezitu (V. Konečný 1970). V rámci kolapsovaného komplexu jz. od Kalinky sa nachádza niekoľko malých intruzívnych telies (pyroxenické diorit-porfyrity, amfibol-pyroxenické diorit-porfyrity, gabrodiorit-porfyrity, ktoré opisuje J. Valach 1965).

Gravimetrickým meraním sa zistilo, že centrálna časť vulkanického pohoria Javorie je založená *na intenzívnej tektonickej zóne* v smere SV—JZ, ktorá sa na mape úplných Bouguerových anomálií prejavuje širokým pásmom intenzívneho horizontálneho gradientu Δg. (Obr. 6.). O. Fusán (1967) ju stotožňuje s tektonickým stykom medzi kráľovohoľskou a krakľovskou zónou veporidnej tektonickej jednotky (pohorelská línia). Túto intenzívnu



Obr. 6 Schéma mapy úplných Bouguerových anomálií z oblasti pohoria Javorie

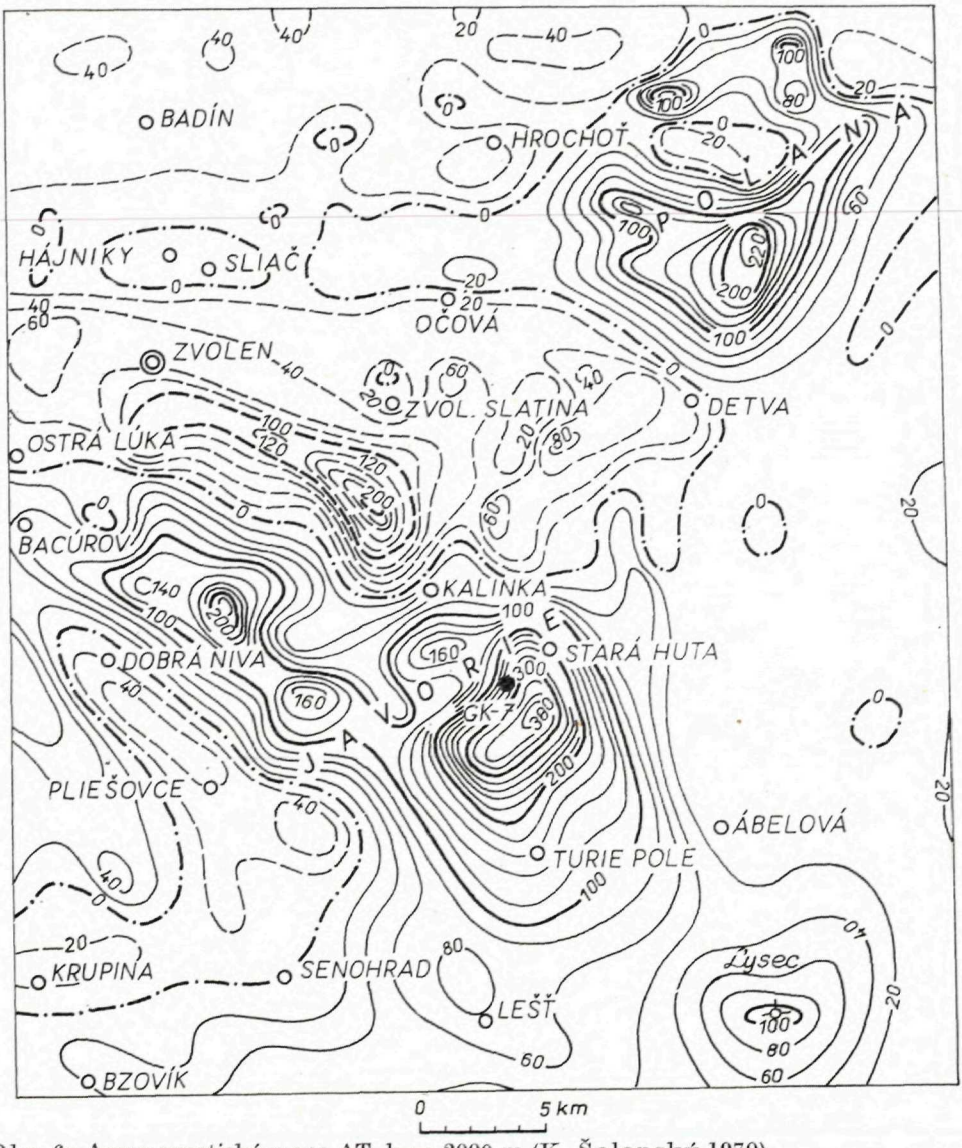
Vysvetlivky: 1 — priebeh intenzívnych horizontálnych gradientov $\triangle g$; 2 — situácia intruzívnych telies; 3 — ohraničenie kolapsovej štruktúry

Fig. 6 The scheme of the map of complete Bouguer's anomalies in the region of the Javorie mountains.

Explanatory notes: 1 — the course of intensive horizontal gradient $\triangle g$; 2 — situation if intrusive bodies; 3 — confinement of the collapse structure

tektonickú zónu porušuje priečny systém sz.—jv., ktorý predstavuje okrajovú časť hrasťovej stavby malachovsko-lieskovského chrbta zasahujúceho sem z oblasti Kremnického pohoria (O. Fusán a kol. 1969).

Na styku uvedených zón sú pri obci Kalinka situované telesá malých intrúzií. Tieto sa pre svoje menšie rozmery v zóne intenzívneho gradientu Δg výrazne neprejavujú. Rozsiahle intruzívne teleso, ktorého s. okraj bol zachytený vrtom GK-7 v hĺbke 1168—1502 m, podmieňuje intenzívnu anomáliu ΔT, ktorú môžeme na aeromagnetickej mape lokalizovať do priestoru medzi obce Stará Huta—Turie Pole (obr. 6a). Poruchové pásmo SV—JZ prebieha cez oblasť poklesnutého (kolapsovaného) vulkanického komplexu v centrálnej časti stratovulkánu Javoria (obr. 6). V jeho priestore pri styku s priečnym systémom SZ—JV boli aeromagneticky lokalizované miestne anomálie so zápornou magnetizáciou (K. Šalanský 1970). Anomálie ΔT zod-



Obr. 6a Aeromagnetická mapa ΔT; h = 2000 m (K. Šalanský 1970)

povedajú extruzívnym formám dómového typu. Vzhľadom na svoje menšie rozmery sa v zóne intenzívneho gradientu anomálneho tiažového poľa neprejavujú.

Vznik vulkanického centra a jeho vývoj závisí teda od aktivovania uvádzaných tektonických systémov. Funkcia poruchovej zóny SV—JZ sa uplatňuje v záverečnom štádiu vývoja aparátu v etape vzniku kolapsovej štruktúry (V. Konečný—L. Zbořil 1970).

Štiavnické pohorie—Hronský Inovec—Vtáčnik

Smerom na SZ a Z vystupujú rozsiahle masívy neovulkanických pohorí, Štiavnického a Kremnického a ďalej k západu Hronský Inovec a Vtáčnik (obr. 1). Kým vo v. časti stredoslovenského neovulkanického komplexu (Krupinská vrchovina, Javorie, Poľana), je predterciérne podložie tvorené rozsiahlymi a intenzívnymi depresiami, substrát západných vulkanických masívov charakterizuje prevažne hrasťová stavba s priebehom hlbinných poruchových zón ssv.—jjv. až sj. smeru. V zmysle D. Kubínyho (1962) sú súčasťou cca 40 km širokého pásma zázrivsko-budapeštianskeho systému, v rámci ktorého je zahrnutých niekoľko hrasťových a poklesových štruktúr a intravulkanických depresií.

Vzťah hlbinných tektonických systémov k vývoju subsekventného vulkanizmu hlbšie osvetlíme iba v Štiavnickom pohorí; oblasť Vtáčnika, Hronského Inovca a Kremnického pohoria načrtneme len orientačne.

Eruptívne centrá v oblasti Štiavnického pohoria sa vytvorili pri okraji elevačnej štruktúry s priebehom sv.—jz. smeru sledovanej z jv. strany subparalelným priebehom depresívnych oblastí Krupinskej vrchoviny.

V rámci vývoja aparátu tu možno vymedziť tieto vývojové etapy: (V. Konečný 1969, 1970) I. etapa — je charakterizovaná aktivitou intermediárneho andezitového vulkanizmu. V jeho závere bola sformovaná stratovulkanická stavba, resp. väčší počet kumulovaných stratovulkánov v smere SV—JZ s výstupom intruzívno-extruzívnych telies v centrálnej vulkanickej zóne.

II. etapa — obdobie dočasného vulkanického pokoja; došlo k vývoju poklesového pásma s maximálnym dĺžkovým priebehom v smere SV—JZ, ktoré zahrnulo časť centrálnej a strednej vulkanickej zóny. V poklesovom pásme prebiehala tufiticko—lignitická sedimentácia.

III. etapa — po období relatívneho vulkanického pokoja, spojeného s diferenciáciou magmatických hmôt vo vrchnej časti magmatického rezervoáru po úvodných explozívnych erupciách nasledujú pozdĺž koncentrickej mobilnej zóny extrúzie más amfibol-biotitických andezitov. Andezitové masy v dôsledku vysokej viskozity extrudujú v podobe dómových telies, v centrálnej oblasti prešli do lávových prúdov a prekryli sedimenty intravulkanickej panvičky. V bezprostredne nasledujúcom období sú kolapsované komplexy v oblasti centrálnej vulkanickej zóny intrudované dajkami dacitov (kremenno-dioritové porfýry), ktoré prerážajú cez sedimenty intravulkanickej panvičky, ako aj cez lávové prúdy amfibol-biotitického andezitu. Skutočnosť, že úroveň, ktorá bola predtým oblasťou sedimentácie, stáva sa úrovňou subvulkanickej intruzívnej aktivity, logicky objasňuje kolapsový proces. V súvislosti s uvoľňovacími pohybmi dochádza v centrálnej oblasti k intrúziám mohutných silových telies, ktoré vnikali medzi podložie a nadložný vulkanický komplex. Mechanizmus intrúzií zodpovedá procesu typu "ring dike" podľa J. Richeya (1961).

IV. etapa — efuzívno-explozívna aktivita andezitového vulkanizmu (± amfibol + biotit) pokračuje, stratovulkanická stavba sa priestorove rozširuje. Dajkové telesá tejto etapy vykazujú radiálnu orientáciu vzhľadom k centrálnej oblasti.

V. etapa — záverečné obdobie vulkanizmu, dochádza k vykleňovacím pohybom v centrálnej oblasti a k jej vyzdvihnutiu do vyšších denudačných úrovní.*

V súvislosti s výzdvihom a formovaním hrasťovej štruktúry dochádza pri jej periférii k vývoju poklesových štruktúr (grabenová štruktúra Ilija—Banský Studenec obr. 8) a poklesy pri južnom a severnom okraji. Pozdĺž poklesovej štruktúry pri jej z. okraji dochádza k extrúziám ryolitových más. Uvoľňovanými dislokačnými systémami s priebehom SV—JZ (najmä pri jv. okraji) vystupujú využívajúc porúch hydrotermálne roztoky a formujú sa rudné žily. Na križovaní s priečnym systémom dochádza k výstupu málo diferencovaného bazaltového magmatu (Kalvária, Kyshýbeľ).

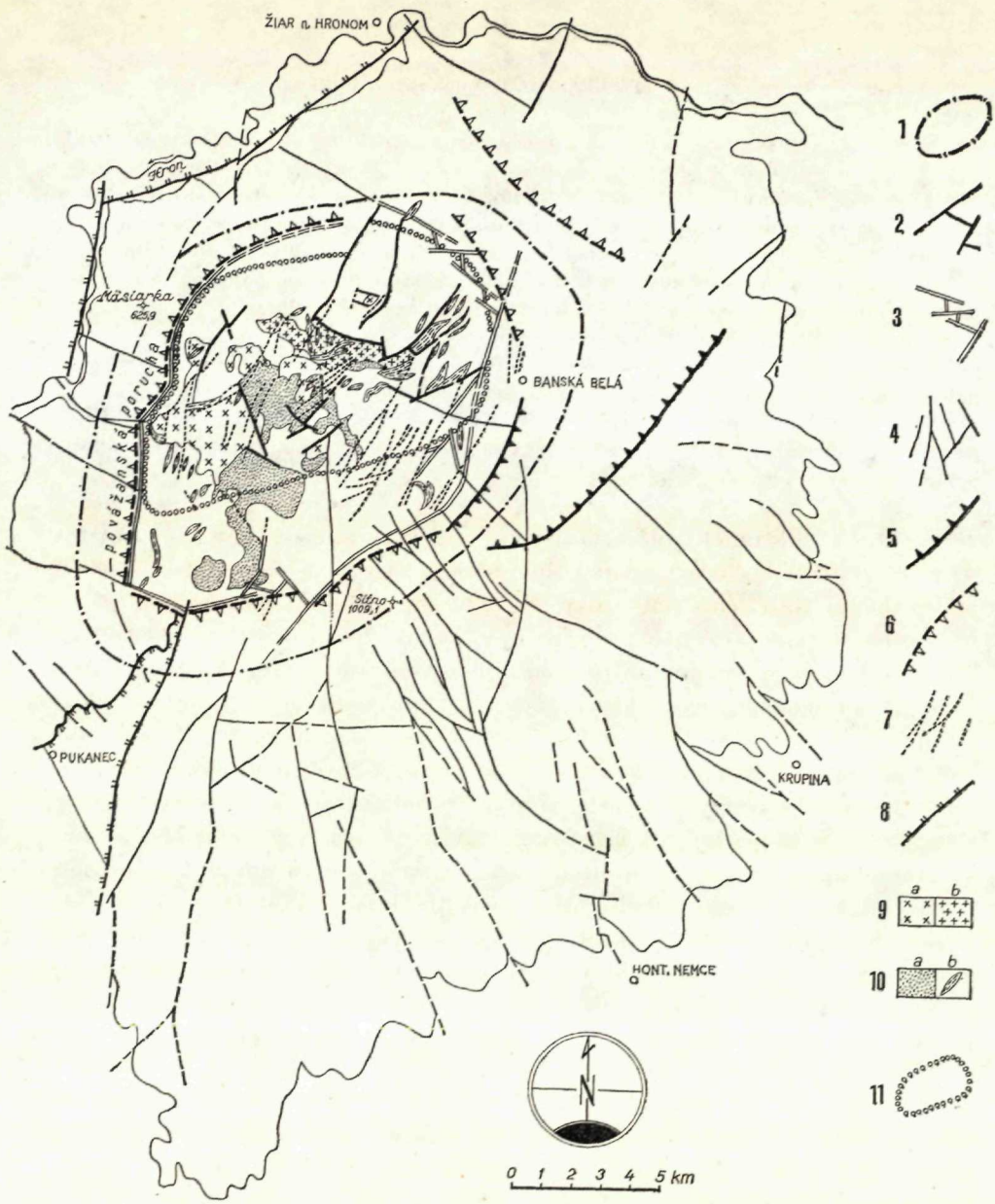
V záverečnom štádiu u maximálne vysunutých častí hrasťovej stavby centrálnej oblasti dochádza denudáciou k obnaženiu subvulkanických úrovní a v sz. časti podložného komplexu k podpovrchovým intrúziám granodioritov a dioritov. Centrálna oblasť je dislokovaná hlavne podľa systémov SSV—JJZ a SZ—JV. Oblasť stratovulkanickej stavby je v dôsledku vykleňovacieho pohybu porušená systémami porúch s radiálnou orientáciou (V. Konečný 1970; obr. 7).

Štruktúrno-tektonický plán stavby vulkanického substrátu, najmä hrasťová stavba v centrálnej časti Štiavnického pohoria, sa výrazne prejavuje na schéme regionálneho tiažového poľa (obr. 8). Okrem týchto štruktúrnych prvkov možno na schéme pozorovať aj grabenovú štruktúru Ilija—Banský Studenec, ktorá predstavuje priekopovú prepadlinu s amplitúdou vertikálneho poklesu 1500 m. Na schéme regionálnych tiažových anomálií (obr. 8) je možné detektovať aj ringový systém, podľa ktorého došlo k extrúziám más amfibolických andezitov. Na poruchový systém pri z. okraji hodrušsko-štiavnickej hrasti, ktorý sa vyznačuje intenzívnymi gradientmi Δg sa viažu extrúzie ryolitových más. V oblasti hrasťovej stavby (v priestore Banská Hodruša) je gravimetriou zistená granodioritová intrúzia, zodpovedajúca výraznému tiažovému minimu (na základe relácií hustotne ľahších granodioritových hmôt vzhľadom na ťažšie okolité karbonatické horniny môže uvedené tiažové minimum zodpovedať prívodnému systému granodioritového telesa; obr. 8).

Na aeromagnetickej mape (h = 2000 m; obr. 8a — K. Šalanský 1970) v priestore štiavnického ostrova sa prejavujú predovšetkým zlomové štruktúry sz.—jv. smeru, ktoré sú pravdepodobne pokračovaním hlboko založenej poruchy SZ—JV (O. Fusán 1971). Tento systém tektonických porúch je na schéme regionálnych tiažových anomálií (obr. 8) zastretý účinkami dislokačných systémov meridionálneho smeru, ktoré sa prejavujú značne intenzívnejšími tiažovými gradientmi.

---

* Procesy vyklenutia a výzdvihu, ktoré v postkalderovom štádiu postihujú kolapsované komplexy centrálnej vulkanickej oblasti, sú známym faktom, rozpoznaným u mnohých štruktúr, napríklad Creed Caldera (San Juan Colorado), Silverton Caldera (Colorado), Aran Complex (Škótsko) atď. Mechanizmus vyklenutia objasňujú R. Smith and comp. 1961 pri Vales Caldera (New Mexico) ako dôsledok invázie magmatu do vrchných častí magmatického rezervoáru pri umiestňovaní štokových, resp. lokalitových telies.

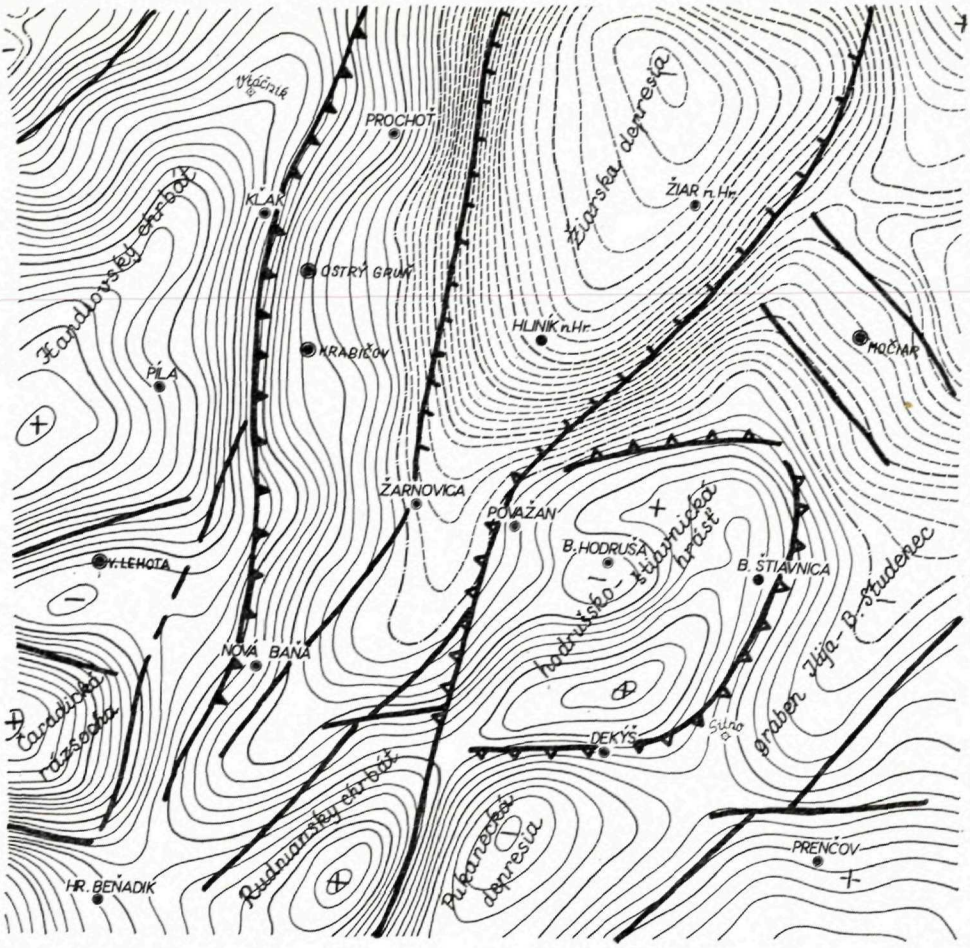


Obr. 7 Štruktúrno-tektonická schéma stavby Štiavnického pohoria (V. Konečný)

1 — priebeh koncentrickej mobilnej zóny (III. etapa); 2 — tektonické systémy vnútornej časti hrasťovej stavby (centrálna oblasť); 3 — tektonické systémy obmedzujúce hrasťovú stavbu; 4 — radiálne tektonické poruchy v rámci stratovulkánovej stavby; 5 — geofyzikálne vymedzený okraj grabenovej štruktúry Ilija—B. Studenec; 6 — geofyzikálne vymedzený okraj poklesových štruktúr; 7 — priebeh rudných žíl; 8 — tektonické obmedzenie voči intravulkanickým kotlinám (žiarska, pukanská); 9 — povrchové výchozy hodrušského intruzívneho komplexu: a) granodiorit, b) diorit; 10 — intrúzie kremennodioritových porfýrov: a) sillové intrúzie, b) dajky; 11 — hranica rozšírenia hodrušského intruzívneho komplexu stanovená vrtmi

Fig. 7 The structural-tectonical scheme of the structure of the Štiavnické pohorie mountains

Explanatory notes: 1 — the course of the concentrical mobile zone (IIIrd stage); 2 — tectonic systems of the inner part of the horst structure (the central area); 3 — tectonic systems confining the horst struc-



VYSVETLIVKY: 1.- 2.- 3.- 4.-

Obr. 8 Interpretovaná schéma mapy regionálnych tiažových anomálií (Griffin; s = 500 m) v oblasti Štiavnické pohorie — Vtáčnik—Pohronský Inovec

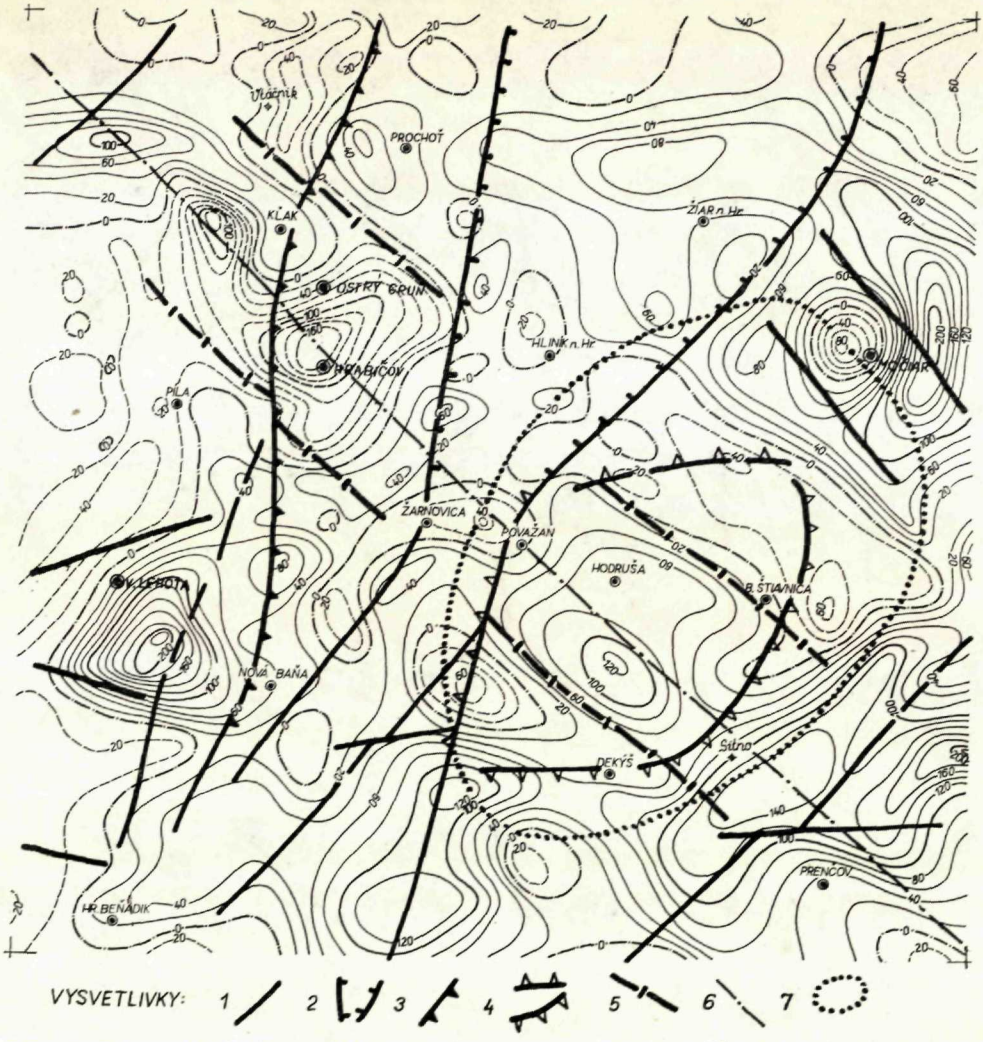
Vysvetlivky: 1 — poruchová zóna; 2 — poruchové zóny obmedzujúce žiarsku depresiu; 3 — vulkanotektonická zóna novobansko-kľakovská; 4 — ohraničenie hodrušsko-štiavnickej hrasti

Fig. 8 The interpreted scheme of the map of regional gravity anomalies (Griffin s = 500 m) in the region of the Štiavnické pohorie mountains — Vtáčnik mountains — Pohronský Inovec mountains

Explanatory notes: 1 — fault zone; 2 — fault zones confining the Žiarska kotlina (depression); 3 — the Nová Baňa—Kľakov volcano-tectonic zone; 4 — confinement of the Hodruša—Štiavnica horst

◀

ture; 4 — radial tectonic faults within the stratovolcanic structure; 5 — geophysically controlled margin of the graben structure Ilija—Banský Studenec; 6 — geophysically controlled margin of collapsed structures; 7 — the course of ore veins; 8 — tectonic confinement against intravolcanic depressions (Žiar Pukanec); 9 — surficial outcrops of the Hodruša intrusive complex: a) granodiorite, b) diorite, 10 — intrusions of quartz-diorite porphyries: a) sills intrusions, b) dikes; 11 — the limit of the extension of the Hodruša intrusive complex, detemined by boreholes



Obr. 8a Schematická interpretácia mapy izoanomálí ΔT v oblasti Štiavnického pohoria — Hronského Inovca a Vtáčnika (výška letu 2000 m n. m.; K. Šalanský 1970; M. Filo 1971)

Vysvetlivky: 1 — poruchová zóna*; 2 — poruchová zóna obmedzujúca žiarsku depresiu*; 3 — vulkano-tektonická zóna novobansko-kľakovská*; 4 — ohraničenie hodrušsko-štiavnickej hrasti*; 5 — zóna magneticky výrazných rozhraní; 6 — os zóny magneticky výrazných rozhraní; 7 — priebeh koncentrickej mobilnej zóny „ring strukture"

* Určené z gravimetrických meraní.

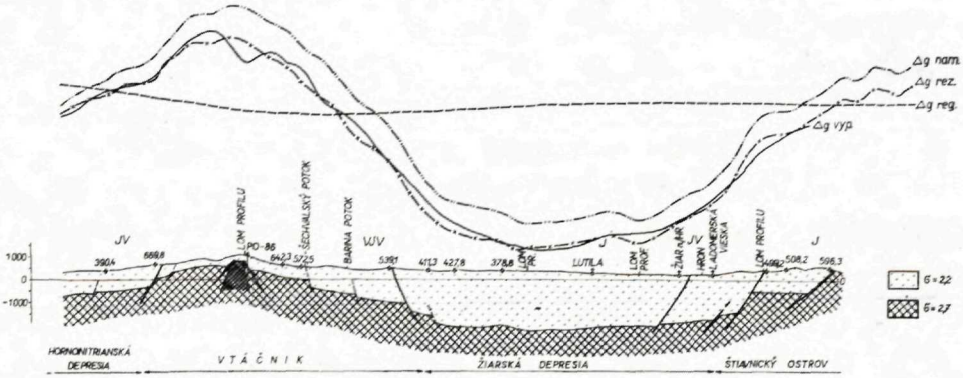
Fig. 8a The schematic interpretation of the map of isoanomalies ΔT in the region of the Štiavnické pohorie — Hronský Inovec and Vtáčnik mountains (the height of flight 2000 m above sea level; K. Šalanský 1970; M. Filo 1971)

Explanatory notes: 1 — fault zone*; 2 — fault zone confining the Žiarska kotlina (depression)*; 3 — the Nová Baňa—Kľakov volcano-tectonic zone*; 4 — confinement of the Hodruša—Štiavnica horst*; 5 — the zone of magnetically conspicuous contacts; 6 — the axis of the zone of magnetically conspicuous contacts; 7 — the course of the concentrical mobile zone — „ring structure"

* Determined on the basis of gravimetrical measurements.

V západnej časti neovulkanického regiónu, v oblasti Vtáčnika a Hronského Inovca sú gravimetriou zistené hlavne poruchové pásma ssv.—jjz. až meridionálneho priebehu (obr. 8). Je to predovšetkým poruchová zóna, ktorá oddeľuje vulkanický komplex Vtáčnika od žiarskej depresie. Predpokladáme jej funkciu aj v postvulkanickom období. Na túto poruchu sa v predmetnom území neviažu významnejšie subvulkanické telesá (obr. 8a K. Šalanský 1970). Naproti tomu na západnejšie poruchové pásmo, označené ako novobansko-kľakovské (F. Forgáč—K. Karolus 1969) sú viazané extrúzie ryolitov a andezitové telesá (Hrabičov—Ostrý Grúň; obr. 8a). Uvedenú zónu je možné z tohto dôvodu označiť ako vulkanotektonickú.

Amplitúda poklesu oblasti žiarskej depresie voči oblasti Vtáčnika a štiavnického ostrova je znázornená na geofyzikálno-geologickom reze (M. Balážová—Pavlovičová 1970; obr. 9).



Obr. 9 Geofyzikálno-geologický rez (interpretácia tiažového poľa Gamburcevovou paletkou) v oblasti Hornonitrianská depresia—Vtáčnik—žiarska depresia—štiavnický ostrov (M. Balážová-Paulovičová 1970)

Fig. 9 The geological- geophysical cross-section (the interpretation of the gravity field by means of Gamburcev's palette) in the region of the Hornonitrianska kotlina (depression) — Vtáčnik mountains — Žiarska kotlina (depression) — Štiavnica horst (M. Balážová-Paulovičová 1970)

Kremnické pohorie

Vývoj vulkanizmu v Kremnickom pohorí sa podľa F. Fialu (1957—1961) uskutočnil v niekoľkých etapách (skupiny erupcií), striedaných s obdobiami dočasného vulkanického pokoja a deštrukciou starších častí vulkanickej stavby.

Aktivita I. erupčnej skupiny sa začala erupciami starších pyroxen-amfibolických andezitov a afanitických pyroxenických andezitov, ktoré vystupujú v rámci vyzdvihnutého propylitizovaného komplexu v centrálnej časti pohoria. Nasledujúce erupcie

mladších pyroxenických a pyroxén-amfibolických andezitov (biotit) mali explozívno-efuzívny charakter s budovaním stratovulkanickej stavby.

Výsledkom explozívno-efuzívnej aktivity II. erupčnej skupiny sú produkty pyroxén-amfibolického andezitu a pyroxenického andezitu s akcesorickým amfibolom, biotitom a olivínom. Produkty tohto vulkanizmu tvoria priestorovo najrozsiahlejšie relikty so stratovulkanickým typom stavby F. Fiala (1969) predpokladá pretrvanie aktivity do sarmatu.

Po období dočasného vulkanického pokoja nasledujú masové extrúzie a efúzie biotit-amfibolických adnezitov (III. erupčná skupina). V ich nadloží sú zistené relikty lávových prúdov mladších pyroxenických andezitov (v jv. časti pohoria — F. Fiala 1961, v sv. časti pohoria J. Lexa 1969).

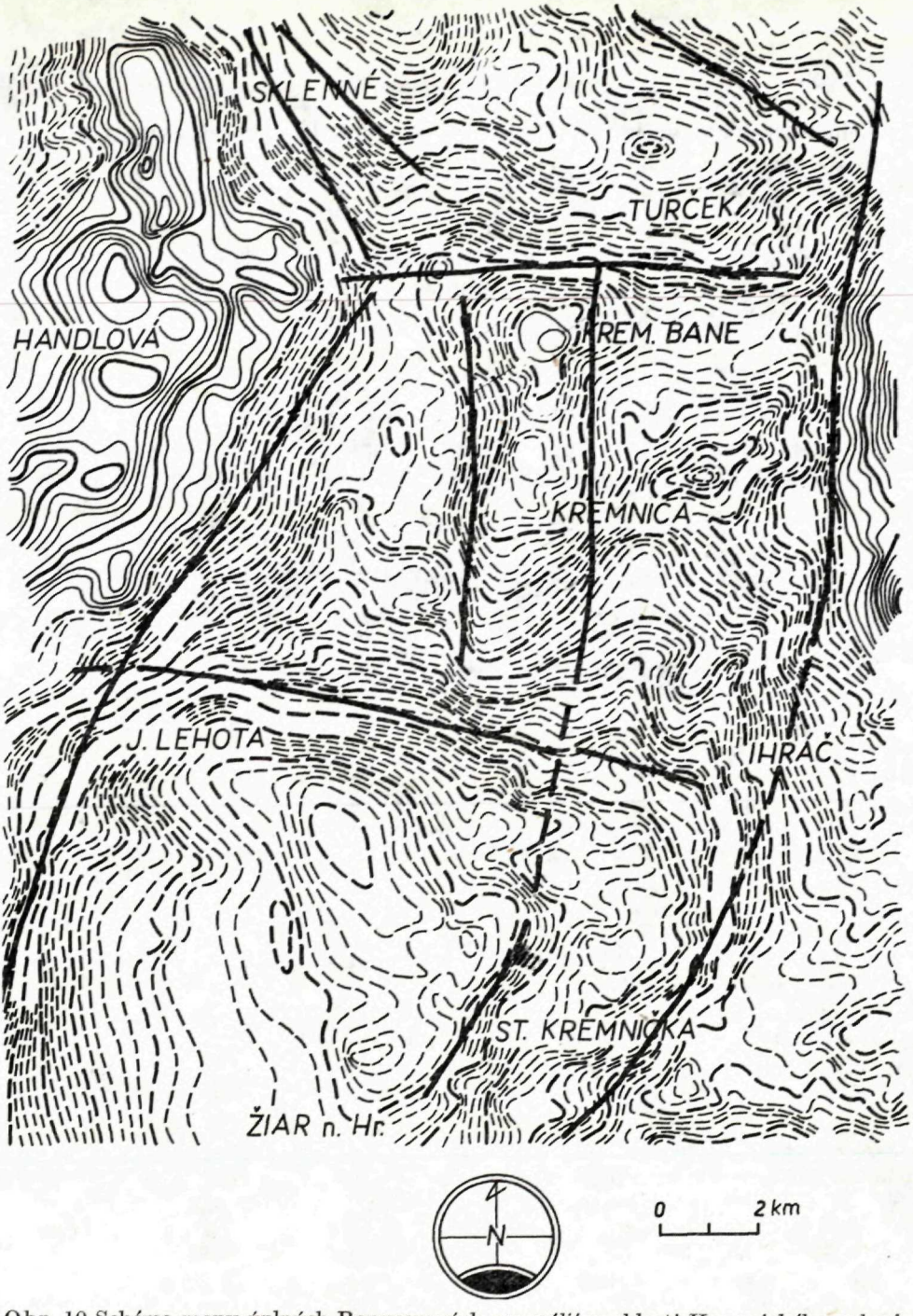
Ďalšie obdobie aktivity (IV. skupina) predstavovali erupcie ryodacitov a ryolitov v podobe lávových prúdov a extrúzií (podradne tufy), ktoré sledovali tektonické systémy sj. smeru. V dôsledku exhalačno-hydrotermálnej činnosti vo vodnom prostredí limnického typu dochádza k vzniku limnokvarcitov (Slaská, Lutila). Metalogenetické procesy podľa F. Fialu (1961) sa začali v I. skupine erupcií a trvali do erupcií ryolitov. Au—Ag zrudnenie podľa M. Böhmera (1966) sa viaže na meridionálny zlomový systém, pôvod hydrotermálnych roztokov odvodzuje od hlbinných ekvivalentov hornín granitoidného zloženia.

Záver vulkanickej aktivity (V. skupina) tvoria bazaltoidné andezity, ktoré vystupujú vo forme lávových prúdov, žíl, neckov a malých polygénnych foriem na sv. svahoch pohoria. (J. Lexa 1969).

V priebehu vulkanickej aktivity ako najmobilnejší tektonický systém sa javí smer S—J a smer ZZS—VVJ. Tektonické modelovanie stavby pohoria sa uskutočnilo prevažne v postvulkanickom období podľa systémov SJ, keď dochádza k rozčleneniu malachovsko-lieskovského chrbta a k výzdvihu centrálnej časti Kremnického pohoria, najmä segmentu Kremnica—kremnické bane.

V postvulkanickom štádiu pozdĺž tektonických systémov zsz.—vjv. smeru sa formovanie poklesových štruktúr pri s. a j. okraji malachovsko-lieskovského chrbta, t. j. turčianskej a žiarskej depresie končí. Pozícia opisovaných štruktúr a priebeh tektonických systémov je vyjadrená na schéme mapy úplných Bouguerových anomálií (obr. 10).

Z predloženej analýzy vyplýva, že geofyzikálne metódy (najmä gravimetria a aeromagnetika) sú efektívne pri detekcii regionálnych vulkanicko-tektonických štruktúr. Priebeh tektonických systémov je sledovaný najmä tiažovým meraním; skutočnosť, či tieto cesty boli použité na výstup intruzívno-extruzívnych vulkanických foriem sa overuje konfrontáciou s výsledkami aeromagnetického mapovania. Použitím komplexu geofyzikálnych metód bolo možné v rámci neovulkanického regiónu stredného Slovenska vymedziť hlavné vulkanicko-tektonické zóny. Okrem toho geofyzikálnymi metódami bola vysledovaná tektonická zóna I. rádu v oblasti severného Maďarska a sčasti



Obr. 10 Schéma mapy úplných Bouguerových anomálií v oblasti Kremnického pohoria
Fig. 10 The scheme of the map of complete Bouguer's anomalies in the region of the Kremnické pohorie mountains

južného Slovenska, na ktorú sa viažu paleovulkanické bázické telesá. Mobilita tejto zóny sa predpokladá hlavne v období algonkium—karbón.

Smery hlavných vulkanických zón v stredoslovenskom neovulkanickom areáli sú vo východnej časti (Krupinská vrchovina, Javorie, Poľana) — SV—JZ; v centrálnej časti (Štiavnické pohorie) — SSV—JJZ a v západnej a severnej časti (Hronský Inovec, Vtáčnik, Kremnické pohorie) — S—J, pričom ich aktivovanie prebieha postupne od V na Z.

Výstup vulkanických centier a intruzívno-extruzívnych foriem sa viaže prevažne na oblasť križovania hlavných tektonických systémov s priečne orientovanými podružnými zlomovými systémami. Skutočnosť, že pozdĺž niektorých regionálnych tektonických zón dochádza k prejavom subsekventného vulkanizmu, svedčí o ich značnom hlbinnom dosahu. Mobilita niektorých zón je na základe paleogeografickej analýzy vývoja územia preukázaná už v období pred aktivitou subsekventného vulkanizmu. Iné systémy sú naproti tomu činné až v priebehu vulkanickej aktivity. Pohyby pozdĺž niektorých vulkanicko-tektonických zón pokračujú aj v postvulkanickom období.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Balážová-Paulovičová M.; Intepretácia geofyzikálno-geologického rezu orientovaného v priestore: Hornonitrianska depresia — Vtáčnik — žiarska depresia — štiavnický ostrov. Manuskript-archív ÚGF, Bratislava. — [2] Böhmer M., 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti Kremnického rudného poľa. Acta geol. et geogr. Univ. Comen. Geologica Nr. 11, Bratislava. — [3] Buday T. — Dudek A. — Ibrmajer J., 1969: Niektoré výsledky interpretácie gravimetrické mapy ČSSR v mĕřítku 1 : 500 000. Sborník Geologických vied. Užitá geofyzika, sv. 8, Praha. — [4] Ďuratný S. — Fusán O. — Kuthan M. — Plančár J. — Zbořil L., 1965: Untersuchungen der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. Geol. práce, Správy 36, Bratislava. — [5] Ďuratný S. — Zbořil L. — Zuštín L.; 1967; Geofizičeskije issledovania štrukturno-metalogenetičeskich zon stredneslovackoj neovulkaničeskoj oblasti. KBA, Belehrad. — [6] Fiala F., 1961: Geologicko-petrografický výskum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Filo M. — Šefara J., 1969: Tektonika Spišsko-gemerského rudohoria a jej zobrazenie v geofyzikálnych mapách. Manuskript-archív ÚGF, Bratislava. — [8] Forgáč J. — Zbořil L. — Bodnár J. — Filo M., 1969: Štruktúrno-tektonický plán Kremnického pohoria. Mineralia Slovaca, I/3—4 Bratislava. — [9] Fusán O., 1967: Tektonická mapa predterciérneho podložia stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Fusán O., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborník geologických vied Západné Karpaty 15, GÚDŠ, Bratislava. — [11] Fusán — O. — Kuthan M. — Ďuratný S. — Plančár J. — Zbořil. L., 1969: Geo-

logická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Zborník geol. vied Západné Karpaty, zv. 10, Bratislava. — [12] Hricko J., 1968: Geoelektrické merania v strednej časti Ipeľskej kotliny. Manuskript-archív Ústavu užitej geofziky, Bratislava. — [13] Husák L., 1969: Zhodnotenie fyzikálnych vlastností hornín zo štruktúrneho vrtu MV-12-Kováčovce. Manuskript-archív ÚGF, Bratislava. — [14] Karolus K. — Forgáč J., 1970: Prehľad vulkanizmu v Štiavnickom Pohorí a Hronskom Inovci v mer. 1 : 100 000 Min. Slovaca 3—4, Spiš. N. Ves. — [15] Konečný V., 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť B. Štiavnice). Min. Slovaca 3—4, Sp. Nová Ves. — [16] Konečný V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. Geol. práce, Správy 51, Bratislava. — [17] Konečný V. — Bagdasarjan G. P. — Vass D., 1969: Evolution of Neogene Volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. t. 13, Budapest. — [18] Konečný V. — Zbořil L., 1970: Tektonická analýza a riešenie vzťahov tektoniky a vulkanizmu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov a juhoslovensko-severomaďarského sedimentačného priestoru. Prednáška na tektonickej konferencii v Smoleniciach. Manuskript. — [19] Kubíny D., 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. práce. Zoš. 62, Bratislava. — [20] Kuthan M., 1963: Tectonic deformations of the Central Slovakia neovolcanic region and the relations between the volcanism and tectonics. Geol. práce, Správy 28, Bratislava. — [21] Maheľ M., 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. práce, Správy 47, Bratislava. — [22] Posgay K., 1969: A magyarországi földmágneses hatók attekintó vizsgálata. Manuskript-archív Ústavu Etvösa Löranda, Budapest. — [23] Richey J., 1961: Scotland Tertiary Volcanic District, Edinburg. — [24] Smith R. — Bailey R. A. — Ross C. S. — Washington D. C., 1961: Structural evolution of the Valles Caldera, New Mexico nad its bearing to the emplacement of Ring dikes. Geol. Surv. Prof. paper 424-D, Washington. — [25] Szabó Z., 1967: Áttekintö gravimétermérés a Börzsöny hegysék és a Duna balparti Triászrögök területén. Évi Jelentése, (1965) A Magyar Állami Etvös Löránd Geofizikai Intézet, Budapest. — [26] Szilárd J., 1968: Geofizičeskije isledovanija v vostočnoj časti Ipelskoj vpádiny. Manuskript-archív ÚGF Brno a archív Geofyzikálneho ústavu Etvösa Löranda, Budapest. — [27] Šalanský K., 1970: Aeromagnetické merania v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript-archív ÚGF, Praha. — [28] Šefara J. — Filo M., 1970: Kvantitatívna interpretácia gravimetrickej anomálie Kováčovce. Manuskript-archív ÚGF, Bratislava. — [29] Uhmann J. — Fišer J., 1958: Fyzikální vlastnosti hornin opěrné vrtby Bušince 1. Práce VÚN, sv. 10/41, Brno. — [30] Valach J., 1965: Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch v oblasti Víglašská Huta—Kalinka. Geol. práce, Správy 38, Bratislava. — [31] Varga J., 1970: Vzťah medzi štítnickým a muránskym zlomom a problematika rožňavskej línie. Manuskript-archív GP, Rožňava. — [32] Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách a jej vplyv na paleogeografický a tektonický vývoj západnej časti juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Správy 27, Bratislava. — [33] Vass D., 1963: Tectonic Mobility and its Effect Upon the Miocene Sedimentation of the Ipelská kotlina Basin. Geol. práce, Správy 28, Bratislava. — [34] Vein Gy., 1969: Tectonic review of the Neogene — coovered Areas of Hungary. Acta Geol. Sci. Ac. Hung. t.13 Budapest. — [35] Zbořil L. — Vass D. — Filo M. — Orlický O. — Májovský J., 1968: Geophysikalische Forschung im östlichen. Teil des Ipeľ-Beckens. Zborník geol. vied Západné Karpaty zv. 9, Bratislava.

L. ZBOŘIL – V. KONEČNÝ – M. FILO

CONTRIBUTION OF GEOPHYSICS TO THE ENLIGHTMENT OF THE RELATIONSHIP BETWEEN TECTONICS AND VOLCANISM IN THE CENTRAL PART OF THE WEST CARPATHIANS MOUNTAINS

(Summary of the Slovak text)

Geophysical methods have been widely exploited for the enlightment of the relationship between tectonic structures and the evolution of volcanic complexes in the central West Carpathians mountains. The research was mostly concentrated to deep-seated tectonic systems of regional importance. Some of the latter serve as ascending ways for the subsequent volcanism, other localize the linear alignment of palaeovolcanic basic bodies.

The course of the deep-seated tectonic zones was mainly detected by gravitational and magnetic measurements; partially by seismics — viz. by the mapping of neovolcanic bodies restricted to tectonic zones, and by geoelectrics. Regularities of the connection of volcanic bodies with deep-seated fault structures and their migration were traced more thoroughly in the Central-Slovakian neovolcanic region, as well as in the South-Slovakian and North-Hungarian sedimentation areas, and in the North-Hungarian neovolcanic complex (Fig. 1), owing to geophysical data by Hungarian authors (K. Posgay 1965, Z. Szabó 1967, J. Szilárd 1968).

The study is based upon the structural-tectonic scheme of the structure of substratum in the southern part of the Inner West Carpathians mountains, compiled by O. Fusán (1970 — Fig. 2), correlated with the results of volcanological-structural and geophysical research.

In Northern Hungary and Southern Slovakia, a tectonic zone of the Ist order has been found by means of geophysics and especially of magnetometry (K. Posgay 1965, M. Filo 1969). The zone is ENE—WSW striking, with paleovolcanic basic bodies (Fig. 4) restricted to it. The zone is supposed to have been mobile during the Algonkian-Carboniferous period (occurrences of Old-Palaeozoic and Algonkian basic volcanic bodies). During Miocene, the tectonic system did not represent an ascending way of subsequent volcanism, still it might have been affecting the structure of the volcanic massif of Börzsöny (Fig. 3) on the contact with the meridional fault system. The fault zone described continues from the Börszöny mountains into the Danubian basin. There in the area around Štúrovo—Ostrihom the zone represents the northern boundary of the Mesozoic in the Pannonian block (the Hurbanovo fault, O. Fusán 1971).

To the east (according to gravimetric and magnetometric data by M. Filo, J. Šefara 1969) the zone passes into the Rimavská kotlina (depression) and Spišsko-gemerské rudohorie mountains (into the Mesozoic of the South-Slovakian Karst). Basing upon more thorough tectonic and palaeogeographic analyses and on geophysical data we may assume that the above fault zone corresponds by its importance to a mobile zone of the Ist order, and represents, perhaps, the contact of the Pannonian massif and the Slovak block.

On the contact of the Central-Slovakian neovolcanic complex with the Ipeľská kotlina (depression) there runs a deep-seated fault zone parallel with the tectonic system described, detected partially by the outcropping eruptive centers of subsequent volcanism (V. Konečný 1969) and then in its whole extent by geophysical, viz. gravimetrical and magnetometrical measurements (Fig. 3, 4). The above zone is approximately 4 km wide

and corresponds to the situation of the Šahy—Abelová barriere (in the sense of M. Kuthan 1965), its northern margin being approximately parallel with the Muráň—Divín line (in the sense of O. Fusán and coll. 1969). The zone continues westwards to the northern margin of the Börzsöny mountains where it is interrupted by the Zázrivá—Budapest meridional fault system (D. Kubíny 1962). The tectonic zone described, designated as the Šahy—Lysec zone (V. Konečný 1969) is palaeogeographically important for the evolution of the sedimentation area of the Ipeľská kotlina (depression) and Krupinská vrchovina mountains. Gravimetrical, magnetical and partially geoelectric measurements were exploited in the tracing of eruptive centers restricted to the contact of the zone described with transversal tectonic lines. The most important of the volcanic centers is the monogene volcanic form of Lysec (Fig. 5a,b,c).

After migration of tectonic mobility to the NW the volcanic centers of Javorie and Poľana were activated. Gravimetrical measurements showed that the central part of the volcanic mountains of Javorie rests upon an intensive tectonic zone (Fig. 6) considered a contact of the Kráľová hoľa and Krakľová zones of the Veporide tectonic unit (the Pohorelá line) by O. Fusán (1967). On the contact of the zone described with the NW—SE transversal system, near the village Kalinka there are some intrusive bodies. Along the fault zone subsidence of the pre-volcanic substratum and volcanic complexes into the Zvolensko-Slatinská kotlina (depression) occurred forming thus an intensive collapsed structure.

The deep-seated volcano-tectonic zones acquire NNE—SSW and NS-striking in western part of the region. The volcanic apparates of the Štiavnické and Kremnické pohorie mountains, of the Vtáčnik and Pohronský Inovec mountains are restricted to these systems. A deep-seated meridional fault zone in the region of the above mountains is a part of approximately 40 km wide zone of Zázrivá—Budapest (D. Kubíny 1962). In the system there are horst and subsidence structures and intravolcanic depressions. The structural-tectonic pattern of the Štiavnické pohorie mountains has been traced by gravimetrical mapping (Fig. 8). Most conspicuous are the NNE—SSW striking fault systems forming the horst structure of the Štiavnica region. Gravitational measurements were exploited for the tracing of the Ilija—Banský Studenec graben structure and cumulodome bodies. On the scheme of regional gravitation anomalies (Fig. 8) is detected the ring system (with extrusions of hornblende-biotite-andesites) and a fault zone near the western margin of the Hodruša—Štiavnica horst (rhyolite extrusions). Around Banská Hodruša the feeding system of a granodiorite intrusion is indicated by almostisometric gravitation minimum on the gravimetric map.

K. Šalanský (1970) exploited aeromagnetic mapping to detect older NW—SE striking fault structures which are in gravimetrical maps — obscured by meridional systems with intensive gravity gradients (fig. 8a).

In the western part of the neovolcanic region, near the Vtáčnik and Pohronský Inovec mountains, the main NNE—SSW striking and meridional fault zones were gravimetrically detected, viz. the fault zone separating the volcanic complex of the Vtáčnik mountains from the Žiar intravolcanic depression, and the extensive tectonic zone of Nová Baňa—Kľak (K. Karolus 1968) to which rhyolite extrusions and an andesite body (Hrabičov—Ostrý Grúň, Fig. 8) are restricted. This zone is evidently volcanotectonic. The amplitude of subsidence of the Žiar depression towards the Vtáčnik mountains and the Štiavnica horst is included on the geophysical-geological cross-section. (Fig. 9). In the Kremnické pohorie mountains there is a megastructure of the substratum with the WNW—ESE striking axis, the so-called Malachovo—Lieskové ridge (O. Fusán 1967), segmented by meridional tectonic into partial uplifted or collapsed blocks (Fig.

10, J. Forgáč and coll. 1969). The megastructure has been gravimetrically mapped. The structure of the Kremnické pohorie mountains has been tectonically modelled along the WNW—ESE and N—S striking fault systems in the postvolcanic period.

Analyses show that the geophysical methods (especially gravimetry and aeromagnetics) are considerably effective in detection of regional volcano-tectonic structures. The course of tectonic systems has been traced by gravitational measurements; exploitation of these systems for the outcropping intrusive-extrusive volcanic forms has been proved by the results of aeromagnetic mapping. By the above geophysical methods the main volcano-tectonic zones in the neovolcanic region of Central Slovakia have been determined, as well as a tectonic zone of the Ist order in Northern Hungary and in a part of Southern Slovakia, to which palaeovolcanic basic bodies are restricted. The zone is presumed to have been mobile during the Algonkian- Carboniferous period.

The analysis shows that in the Central-Slovakian neovolcanic region, viz. in its eastern part (the Krupinská vrchovina, Javorie, Poľana mountains) the main volcanic zones are NE—SW striking; in the central part (the Štiavnické pohorie mountains) — NNE——SSW; in the western and northern parts (the Pohronský Inovec, Vtáčnik, Kremnické pohorie mountains) — N—S striking. From the east the zone was gradually activated westwards.

The volcanic centers and intrusive-extrusive bodies are mostly restricted to the crossing of the main tectonic systems with subordinate transversal fault systems. The appearance of subsequent volcanism along some tectonic zones indicates their considerable depth. Palaeogeographic analyses of the evolution of the region proved that the mobility of some zones anticipated the activity of subsequent volcanism. Some volcano-tectonic zones were still active in the postvolcanic period.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 57 | str. 265 | Bratislava | 1971

JAROSLAV DVOŘÁK*

DŮKAZ EXISTENCE POHYBŮ PO PŘÍČNÝCH ZLOMECH BĚHEM PLASTICKÉ DEFORMACE

Širší okolí Budišova v Nízkém Jeseníku je na povrchu budováno moravickými vrstvami stáří svrchního visé (střídání břidlic, prachovců a velmi jemně zrnitých drob s mocnějšími vložkami jemně až středně zrnitých hrubě lavicovitých drob, místy s čočkovitými vložkami drobnozrnných slepenců).

V tomto území se střídají pásma se západní a východní vergencí tektonických struktur. Styk zon s odlišnou vergencí je paralelní s průběhem struktur, ale často je porušován příčnými dislokacemi. Posun rozhraní jednotlivých zon je však podstatně větší, než posun litologických rozhraní na těchto zlomech.

Střídají se zde však též směrné zony intenzivnějšího a slabšího stlačení, což se projevuje v intenzitě provrásnění, úklonu vrásových rovin a výskytu osní kliváže. Část mobilních zon končí opět na velkých příčných poruchách, tím byl umožněn individuální tektonický vývoj jednotlivých větších i menších příčných ker. Z uvedených důvodů mají sousedící příčné kry značně odlišnou stavbu, mnohdy již predisponovanou odlišným litologickým vývojem. Odrazem individualizované tektoniky v příčných krách je též rozposunování zon styku různých vergencí. Tento jev je dokladem existence příčných zlomů a jejich působnosti již během plastické deformace sedimentů. Horizontální, vertikální i šikmé pohyby podél těchto poruch jsou nedílnou součástí celkové plastické deformace pánevní výplně. Dnešní stav můžeme sledovat i v anomaliích zemské tíže.

Rozmístění zon různých vergencí v jednotlivých příčných krách je závislé na stupni stěsnání vrás — příčné kry s vysokým stupněm stěsnání vrás (s intenzivnějším vývojem kliváže, s hojnými překocenými rameny vrás o jejich velké délce) mají většinou monovergentní stavbu. Kliváž (v krách s menším stupněm stěsnání vrás s vějířovitým nebo milířovitým uspořádáním) byla v důsledku intenzivnějšího stlačení ve výše uvedených krách rotována.

* Ústřední ústav geologický, pobočka Brno, Ječná 31

Geologické práce, Správy 57 | str. 267—305 | Bratislava | 1971

III. VRÁSNIVÉ PROCESY — FÁZY

MICHAL MAHEĽ*

VRÁSNIVÉ PROCESY V ALPIDÁCH

(3 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The information obtained in compilation of the Tectonic Map of the Eastern Alps-Carpathians-Dinarides 1 : 1 000 000 makes possible to characterize tectonic movements according to the individual stages of development of the Alpine cycle. The main point of the work is the analysis of the processes of folding forming tectonic units. Folding movements appear as such ones of many actions, proceeding in time, concentrated into three periods: Cretaceous. Early Paleogene and Early Neogene; the morpho-structural plan of the Alpides has been accomplished in the Late Neogene period.

The degree of intensity and differences in the time of manifestations of folding are characteristic of certain segments and tectonic units. According to the age and intensity of the processes of folding as producers of tectonic elements we have divided the set of tectonic units in the Alpides into 10 groups.

The rich material makes possible to take up a standpoint to some fundamental tectonic problems: to the orogenetic polarity, division into internides and externides, geotectonic types of flysch.

Pri zostavovaní tektonickej mapy Karpát—Balkánu—dinaríd a ich predpolia v mierke 1 : 1 000 000 použili sme ako základný princíp mapy vyčlenenie pásiem i jednotiek podľa veku ich utvárania sa. Získané poznatky nám umožňujú charakterizovať niektoré aspekty vrásnenia.

Vychádzajúc zo známych poznatkov o rozdieloch v kvalite a kvantite tektonických prejavov závislých od tektonickej zrelosti tej-ktorej oblasti podávame charakteristiku alpínskeho cyklu v jednotlivých vývinových štádiách. Najväčšiu pozornosť venujeme orogenetickému štádiu, s ktorým je zviazané vytvorenie základných tektonických jednotiek alpíd.

a) Pri zakladaní geosynklinálnych žľabov uplatňujú sa predovšetkým poklesy pozdĺž obnovených, prípadne novovytvorených hlbokých zlomov. Ich vzťah k pohybom hercýnskeho cyklu nie je však rovnaký. Dosť rozšírený je názor o postupnej náväznosti hercýnskeho a alpínskeho cyklu v dinaridách bez výraznejšieho vrásnenia hercýnskeho (B. Milovanovič—B. Čirič 1968). Hercýnske vrásnenie síce niektorí autori (M. Dimitrievič

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

1970) dokazujú, zostáva však skutočnosťou, že hercýnsky cyklus nie je dovŕšený: mladopaleozoické (niekde stefanské, inde permské), molasové, resp. molasoidné sedimenty vylňujú žľaby, ktorými sa zakladajú alpínske faciálne zóny — alpínsky zlom tu nadväzuje na hercýnsky. Hercýnske vrásnenie (prevažne slabšej intenzity) doznieva uvoľňovacími pohybmi, ktoré sa stali tvorcami alpínskych sedimentačných zón. Mladopaleozoické sedimenty sú pritom v prevahe morské a molasu pripomínajú len niektoré fácie (napr. Grödenský pieskovec). Analogické pomery sú v Bükku a v južných gemeridách, kde i permský vulkanizmus má bázický charakter.

V Severných vápencových Alpách a v Spišsko-gemerskom rudohorí je medzi hlavným hercýnskym vrásnením (bretónsko-sudetským) a permom medzičlánok — stredný karbón, prevažne morský, len sčasti molasového charakteru. Perm hojným podielom molasových fácií naznačuje síce zavŕšenie hercýnskeho cyklu, ani tu však nejde o transverzálne depresie, ale o pozdĺžne žľaby štruktúrno-faciálnych zón alpínskych. Molasové fácie sú postupne nahradené morskými fáciami alpínskeho vývinového štádia. Pozoruhodná je prítomnosť kyslého permského vulkanizmu v severogemeridnej jednotke a bázického vulkanizmu v chočskej jednotke. Charakterizovanie prvého vulkanizmu ako subsekventného a druhého ako iniciálneho je poplatné vžitej schéme. Skôr to možno brať ako príklad závislosti typu vulkanizmu od hlbinného dosahu prívodných zlomov. Melafýrové telesá sú totiž známe v permokarbóne Českého masívu, teda v pozícii subsekventnej. Podľa toho ani v Karpatoch ich nemožno považovať za znak počiatku nového cyklu. Možno teda o nich uvažovať jedine ako o ukazovateľoch tektonických.

Sú však areály (napr. Balkán), kde hercýnsky cyklus je viac-menej dovŕšený. Zvýrazňujú to dva typy molás — spodná molasa (morská) namursko-westfalská a vrchná molasa (suchozemská) stefansko-permská. I tu však pozorovať v zložení permu a spodného triasu prerastanie hercýnskeho plánu do alpínskeho pri slabšej diskordancii. Pozdĺžne zoradené zomknuté bazény permu prerastajú v široký alpínsky bazén rovnomerného vývoja. V jadrových pohoriach Západných Karpát sú náznaky výraznej divergencie vnútorných depresií vyplnených permom molasového typu a mezozoických štruktúr so spodnotriasovými kremencami. Nasvedčuje tomu rozloženie mocných komplexov permu severne od hradockého zlomu smeru ZSZ—VJV v Inovci a skýcovského zlomu v Tríbči. Nie bez zaujímavosti je v tom smere nález permu vo fácii tmavosivých a sivých bridlíc vo vrchnej časti harmónskej série (O. Čorná—Ž. Ilavská 1962). Priestorové rozloženie tejto série je totiž odlišné od rozloženia mezozoických komplexov začínajúcich spodným triasom. Výrazná divergencia štruktúr hercýnskych a alpínskych je azda predovšetkým dôsledok uplatnenia zlomov v perme smeru SZ—JV, v mezozoiku už alpínskych smerov, hlavne SV—JZ. Je iste pozoruhodné, že i v alpínskom predpolí

dochádza k zmene štruktúrneho plánu, napr. v Českom masíve začiatkom vrchného rotlígendu (počas saalskej fázy; Z. Roth 1970).

Vrásnivý účinok falckej fázy je síce obmedzený; ide však o epizódu, ktorá sa uplatňuje prestavbou štruktúrneho plánu (v dôsledku aktivizácie iných zlomových systémov), prípadne zmenou fácií. S ňou sa spája veľká transgresia spodnotriasová.

b) Trias a juru charakterizuje pokojná, „predorogénna" sedimentácia s prevahou karbonatických fácií v celom rozsahu alpíd dosť charakteristických pre jednotlivé časové úseky, tohto obdobia. Malá hrúbka sedimentov a nie vždy výrazné rozdiely v charaktere sedimentov vedú často k názoru o kváziplatformnom období geosynklinály. Myslím však, že charakteristickým znakom tohto obdobia, zvýrazňujúcim dynamičnosť a tým i príslušnosť ku geosynklinále (M. Maheľ 1953), pravda osobitného typu — aristogeosynklinále (A. Tollmann 1969) — je diferencovanosť sedimentačného priestoru. Napr. vo vnútorných Karpatoch sú výrazne odlišné faciálne zóny — juhogemeridná, severogemeridná, chočská, struženická, krížňanská, tatridná ale i zóny radu nižšieho (napr. v chočskej zóne). Výrazná je i vertikálna zmena fácií, takže mnohé sú charakteristické len pre kratší časový úsek (verfénske vrstvy, gutensteinské vápence, dachsteinské vápence, flekenmerglová fácia, hirlacká fácia atď.). Pestrejší a dynamickejší charakter sa prejavuje v triase v zónach južnejších, a to vulkanickou činnosťou (juhoslovenský kras), resp. úzkymi pozdĺžnymi žľabmi so sedimentmi podobnými flyšu (lunzské vrstvy v chočskej jednotke).

Pritom je v rozsahu alpíd značný rozdiel medzi triasom a jurou. V triase možno vyčleniť tri rozsiahle areály:

— dinársky s vývojom karbonáto-vulkanogénnym (eugeosynklinálny typ);
— austrický (tirolidný) s niekoľkými faciálne diferencovanými zónami (aristogeosynklinálny typ);
— priplatformné typy: balkánsky — menej diferencovaný, bez keuprá — a karpatský s keuprom. Podobajú sa triasu aj v mimoalpínskej Európe (Z. Roth 1970).

Je pozoruhodné, že všetky uvedené základné typy sú pásmove zastúpené v Západných Karpatoch; dinárskemu typu je blízky typ juhogemeridný, tirolidný typ je zastúpený v severogemeridnej jednotke a v chočskom príkrove a priplatformný typ v severnejších jednotkách.

Jura na rozdiel od triasu sa v celých alpidách vyznačuje členitosťou, a to žľabmi a prehĺbeninami na jednej strane, a kordiliermi, prípadne prahmi na strane druhej. Začiatok a stupeň diferenciácie je v jednotlivých areáloch rôzny. Na Balkáne sú po celú juru tieto rozdiely minimálne. V Južných Karpatoch sa začínajú uplatňovať koncom doggeru, resp. v malme ako prahy a batyálne zóny. V Západných Karpatoch začína diferenciácia v úzke prehĺ-

beniny a kordiliery už v liase, v helenidách už v réte (J. Mercier 1966) Diferenciácia je však všeobecným znakom, postihuje (i keď v malej miere) i transdanubijskú oblasť maďarského masívu. Stačí azda uviesť, že v rozsahu Karpát, Balkánu, dinaríd a Východných Álp sme v jure odlíšili 10 typov tektonogrúp líšiacich sa okrem iného súborom fácií. Tento nepokoj a faciálna diferenciácia charakterizujú juru i v mimoalpínskej Európe (napr. Český masív a okolie).

Tektonické pohyby sa uplatňujú v zmenách paleogeografických. Dilatačná činnosť zlomov sa uplatnila i v zónach aktívnej vulkanickej činnosti. Kompresné pohyby sa výraznejšie neuplatnili. Prerušenie sedimentácie, zlepence a pod. sú často lokálneho charakteru. Zmena paleogeografického plánu, napr. v zóne centrokarpatika (v sedimentačných areáloch krížňanskej a tatridnej jednotky), sa časove viaže s prejavmi skupiny starokimerských fáz. Menšia diskordancia liasu na triase, v severných gemeridách (M. Maheľ 1957) naznačuje, že išlo o pohyby s veľkými polomermi zakrivenia, azda i s funkciou zlomov. Systémy puklín liasu vo vrchnom triasovom komplexe vyplnené horninami liasu sú známe z maďarského stredohoria i z vápencových Álp. Vznikli azda na temenách starokimerských klenieb (A. Tollmann 1966).

Regionálnejšie sa prejavuje v alpidách už mladokimerský paroxyzmus. S ním je späté vytvorenie brázd s flyšovou sedimentáciou Ceahlau—Severín—Kraina, Lužnička, Predbalkán, Strandža, Vardarská zóna a bosniacka zóna (na rozhraní vnútorných a vonkajších dinaríd); flyšové pásmo V. Álp a Západných Karpát.Bulharskí geológovia s mladokimerským vrásnením spájajú vznik tektonických jednotiek s metamorfózou mezozoika v najvnútornejších zónach Balkánu, sakarskej a strandžanskej. V podstatnej časti alpíd však mladokimerský paroxyzmus sa neprejavuje kompresne, ale zvýšenou dynamikou dna — zvýraznením rozdielov medzi prehĺbeninami a kordiliermi, prerušeniami sedimentácie na kordilierách a prejavmi vulkanizmu.

V Západných Karpatoch je od permu počnúc veľmi nápadné sťahovanie osi geosynklinály od vnútra smerom von: v labinskej fáze z Juhoslovenského krasu do severogemeridno-chočskej zóny; v starokimerskej fáze z posledne uvedenej do krížňanskej a v mladokimerskej fáze do oblastí severnejších. Ide azda o pripovrchové odrazy hlbšie prebiehajúcich pohybov (M. Maheľ 1963).

c) „Orogénne" štádium, vytváranie tektonických jednotiek. Kvalitatívne iným typom pohybov sú tie, čo spôsobujú vznik vrás, tektonických jednotiek a celých sústav, čo formujú tektonický štýl a štruktúrny plán pásmových pohorí. Najlogickejšie je nazývať ich vrásnivé pohyby. Sú to pohyby mnohoaktné, rôznorodé a ich prejavy sa sústreďujú do niekoľkých časových úsekov (períód). Alpínske vrásnivé pohyby v Alpách, Karpatoch i na Balkáne sa prejavili prvýkrát v spodnej kriede, v rozmedzí najčastejšie barém-turón, prvé však azda už v hauterive, a neskoršie vo vrchnej kriede.

Preto je priliehavé hovoriť o kriedovej perióde vrásnenia s hlavnými vrásneniami austrícko-mediteránnymi. Druhá perióda vrásnivých prejavov spadá do eocénu až po spodný oligocén. Je to perióda ilýrsko-pyrenejská, niekde už i laramská. Priliehavé je nazývať ju staropaleogénnou. Tretia perióda je sávsko-štýrska, staroneogénna. Vrásnivá perióda zahrňuje širší časový úsek s niekoľkými fázami vrásnenia. Známou vlastnosťou vrásnivých pohybov je nerovnomernosť intenzity v priestore, čase i v orogenetickej polarite, t. j. v premiestňovaní orogenetickej vlny od vnútrajších zón k vonkajším. Rozdiely v časových prejavoch, v intenzite vrásnenia a orogenetickej polarite majú vplyv na niektoré základné črty štruktúrneho plánu regionálnych segmentov alpíd.

Viacaktnosť kompresných pohybov, t. j. viaceré tektonické prejavy v jednotlivých vrásnivých periódach, je preukázaná vo vnútorných Karpatoch. Dosvedčuje ju: dvojaká bridličnatosť metamorfného mezozoika série Veľkého Boku, vzájomné prevrásnenie más krížňanského a chočského príkrovu, divergencia kriedových štruktúr v autochtóne a v krížňanskom príkrove (napr. synklinály Trangošky, čertovickej línie i štruktúr Veľkého Boku a podložného kryštalinika), nejednotnosť a časový rozptyl transgresie strednej kriedy v manínskej jednotke (spodný—stredný alb-cenoman) a vo vysokotatranskej jednotke (stredný alb—vrchný alb); divergencia kriedových tektonických prvkov v Spišsko-gemerskom rudohorí; meranie absolútneho veku vo veporidnom kryštaliniku: 74 mil. rokov — koniak; 80 mil. rokov — turón; 84 mil. rokov — cenoman; 106—107 mil. rokov — barém-hauteriv (J. Kantor 1960). Vek neskorotektonického gemeridného granitu (postihnutého len slabšie), zväčša spadajúceho do posledných aktov kriedovej vrásnivej periódy — je 89 mil. rokov.

Na viacaktnosť kriedového vrásnenia poukazuje i výrazná polarita postupných zmien sedimentácie od karbonatickej do flyšoidnej, resp. flyšovej; v chočskej zóne flyšoidné fácie sú vo valanž-hauterive (ešte južnejšie, pri s. okrajoch Maďarského masívu v Gerecse už vo valanži); v južných oblastiach krížňanskej jednotky v barém-albe a severnejších v alb-cenomane, príp. až v turóne (Vysoké Tatry).

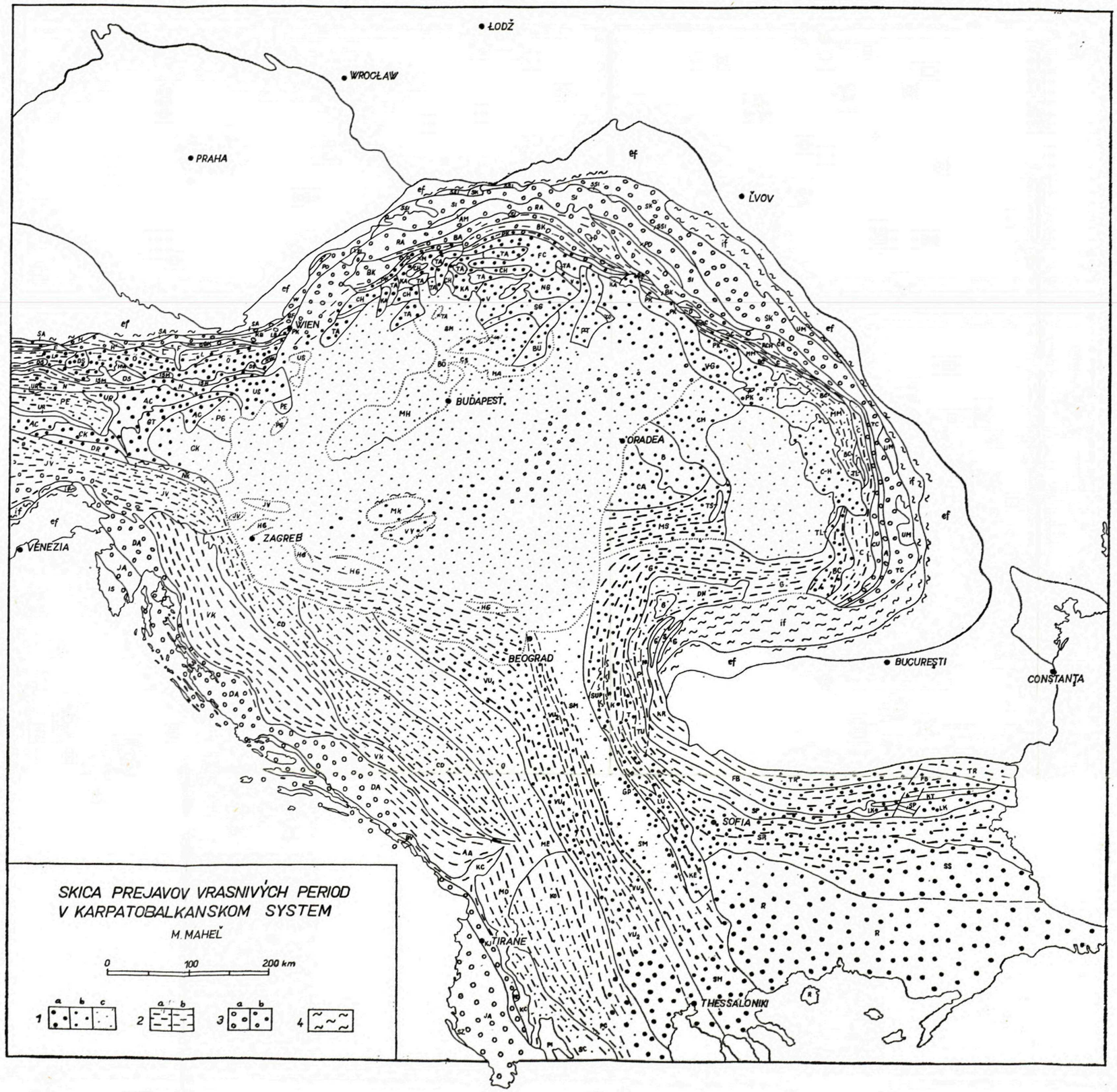
I prejavy vrásnenia vo flyšovom pásme Západných Karpát, hlavne lokálne diskordancie a rozpätie hiátov, ktoré možno považovať za odrazové fenomény kriedového paroxyzmu, poukazujú na jeho časový rozptyl a mnohoaktnosť. Uvediem niektoré prípady podľa Z. Rotha (1965): diskordancia medzi kimeridž-hauterivom až vyšším stredným turónom vo wasberskej jednotke; diskordantné uloženie transgredujúceho kampanu na albe pri Hluku; diskordancia medzi cenomanom a najvyšším turónom v ždánickej oblasti v strednej skupine príkrovov; diskordantná plocha koniaku na spodnom turóne v bašskom vývoji tešínskej čiastkovej jednotky.

Viacaktnosť formovania sa príkrovovej stavby flyšového pásma vyplýva z nerovnosti veku členov u jednotlivých príkrovov a zo vzájomných vzťahov tektonických jednotiek. V magurskej jednotke najmladší člen je najspodnejší oligocén (menilitové a malcovské vrstvy), v dukelskej a v sliezskej jednotke je vrchnooligocénny (krosnenské vrstvy); vonkajšie časti sliezskej, ždánicko-podsliezskej a skolskej jednotky končia svoje sekvencie akvitánom (v stebnickej jednotke — vnútorná čelná predhlbeň — sekvencia trvala do vrchného tortónu). Zdĺhavý a mnohoraký proces tektonického formovania dosvedčuje jednotka magurská (Z. Roth 1965; W. Śikora 1970). Útvary jednotky grzybowskej sú v jadre vrás magurského príkrovu (najprv presun magurskej jednotky, potom vzájomné vzrásnenie). Príkrov magurský so zvrásnenou grzybowskou jednotkou leží na zvrásnenej dukelskej a sliezskej jednotke. Miestami čelná časť magurskej jednotky leží na spodnom tortóne, ktorý diskordantne prekrýva sliezsky príkrov; svedčí to o spodnotortónskom dosúvaní jednotky magurskej.

Viacaktnosť formovania tektonických štruktúr je zjavná i v čelnej časti flyšového pásma zo vzájomného vzťahu sliezskej a podsliezskej jednotky. Sliezska jednotka leží na podsliezskej (prvý akt); obidve jednotky sú spolu zvrásnené (druhý akt) a po erózii prekryté transgresívne tortónom. Vrchný tortón je v Poľsku zvrásnený a zošupinovatený a s podložnými horeuvedenými jednotkami presunutý na sever (ešte i po vrchnom tortóne ide nielen o násun — dosúvanie, ale aj o vrásnenie, i keď tento druhý proces je menej intenzívny (Z. Roth 1964, W. Śikora 1970).

V Severných vápencových Alpách prvé akty vzniku príkrovov sa spájajú s obdobím spodnej kriedy, ako o tom svedčí valúnový materiál halštatských vápencov vo vrchných polohách rosfeldských vrstiev (B. Plöchinger 1953). Pritom treba zdôrazniť malý podiel spodnej kriedy u vyšších príkrovov. Naopak zistenie súvislého sedimentačného cyklu neokómu až cenomanu v bajuvariku a vo frankenfelskom príkrove poukazuje na pocenomanský pohyb príkrovov. V najvýchodnejšom úseku vápencových Álp pri Allande sú dôkazy predcenomanského i pocenomanského vrásnenia (B. Plöchinger 1960). Pozícia cenomanu je diskordantná na zvrásnených starších členoch frankendelského príkrovu. Pritom nad cenomanom leží lunzský príkrov: hranica medzi obidvoma spodnými príkrovmi je prekrytá vrchnou kriedou gosauského typu.

Jednotlivé vrásnivé prejavy sa spájajú s fázami, ktoré niektorí autori považujú za súčasné, ak už nie v celosvetovom meradle (v zmysle H. Stilleho), tak aspoň v rozsiahlych areáloch alpsko-karpatského systému (A. Tollman 1966). Ak si však uvedomíme rozdiely v intenzite i charaktere prejavov vrásnivých periód, ktoré možno veľmi výrazne pozorovať naprieč geosynklinálou i v pozdĺžnom smere, a nedostatok presnejších údajov o veku jednotlivých



Obr. 2

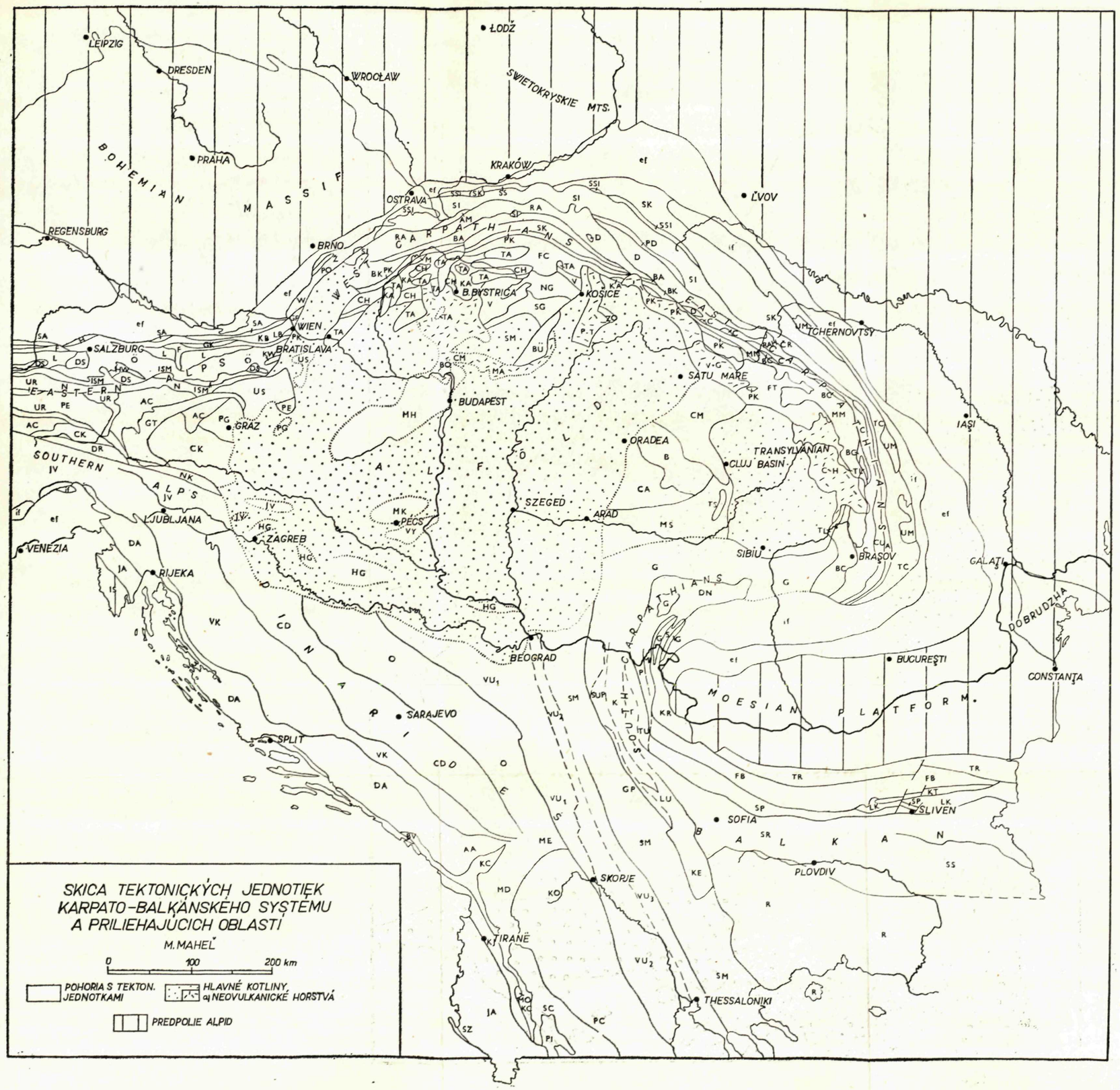
Vysvetlivky:

1 — Prejavy kriedového vrásnenia:
a) intenzívne včasné kriedové (sčasti neskorokimerské);
b) intenzívne kriedové (prevažne mezokriedové); c) slabé kriedové
2 — Prejavy staropaloegénneho vrásnenia:
a) intenzívne; b) slabšie
3 — Prejavy staroneogénneho vrásnenia:
a) intenzívne; b) slabšie
4 — Prejavy mladoneogénneho až štvrtohorného vrásnenia

Sketch-Map of Folding Periods in the Carpatho-Balkanina System

Explanations:

1 — Manifestations of Cretaceous folding:
a) Intense Early Cretaceous (partly Late Cimeric); b) Intense Cretaceous (predominantly Mesocretaceous);
c) Slighter fodling
2 — Manifestations of Early Paleogene folding:
a) Intense; b) Slighter
3 — Manifestations of Early Neogene folding:
a) Intense; b) Slighter
4 — Manifestations of Late Neogene to Quaternary folding



Obr. 1

Tektonické jednotky

Alpy: subalpínska molasa SA; helvetikum H; grestenské bradlové pásmo GK; waschberská zóna; greifensteinský príkrov GF; kahlenberský príkrov KB; laabský príkrov LB; frankenfelský príkrov F; lunzský príkrov L; ötscherský príkrov Ö; príkrov hallstattský — hohewandský HW; dachstein-schneeberský príkrov DS; šupinovitá zóna pri južnom okraji ISM; sev. grauwackenská zóna N; penninská zóna PE; spodnovýchodoalpský — semmeringský príkrov US; spodnovýchodoalpský — radstadtský príkrov UR; kurktalský príkrov GT; paleozoikum gracké PG; kryštalinikum koralsmské s obalom CK; východoalpské kryštalinikum AC; zóna Drávy DR; severné Karavanky NK; Julijsko-Venetianske Alpy JV;

Karpaty: vonkajšia zóna čelnej predhlbne ef; vnútorná zóna čelnej predhlbne if; marginálna jednotka UM; ždánická jednotka Ž; pouzdřanská jednotka PO; skolský príkrov SK; tarcau príkrov TC; podsliezsky príkrov SSI; sliezsky príkrov SI; preddukelský príkrov PD; dukelský príkrov D — čiernohorský príkrov ČR; Audia príkrov A; rachovský RCH — Curbicorticale príkrov CU; predmagurský príkrov AM; magurský a) račanský príkrov RA, b) bystrický príkrov BA, c) bielokarpatský príkrov BK; Ceahlau príkrov C; marmarošská zóna MM; bukovinské príkrovy BC; transylvánske príkrovy TL; pieninské bradlové pásmo PK; maninský príkrov M; tatridy TA; krížňanský príkrov KA; chočský príkrov CH; Vepor V; severogemeridný príkrov NG; Juhogemeridná jednotka SG; Zemplínsky ostrov ZO; Bihor B; Codru — Ariesani príkrov CA; murešská zóna MS; Trascau príkrov TS; centrálnokarpatské flyšové bazény FC; centrálny masív CM; transkarpatské flyšové bazény FT; danubikum DN, miročská zóna MI; porečská zóna P; severínsky príkrov S; kraina príkrov KR; geticum G; Golubac-penkovský príkrov GP; kučajská zóna K, Suva Planina zóna SUP; lužnica zóna LU, Tupižnica zóna TU, timocká zóna T, krajštidy KE; Srbsko-makedónsky masív SM;

Balkán: Prechodná zóna (severný okraj Predbalkánu) TR; vlastný Predbalkán PB; Kotel jednotka KT; staroplaninská zóna SP; ludokamčijská zóna LK; Strednohorie SR; Strandžanskosakarská zóna SS; rodopský masív R.

Dinaridy — albanidy — helenidy: zóna hrastí a prehlbenín HG; vardarská zóna: a) vnútrodinárska jednotka VU_1; b) stredná jednotka VU_2, c) vnútorná jednotka VU_3; ofiolitická zóna O; centrálnodinárska zóna CD; oblasť Metochije ME; korábska KO — pelagónska zóna PC; Mirdita MD — subpelagonická zóna SC;

Jednotka Visoki Krš VK; dalmatínska jednotka DA — Albánske Alpy AA; Budva jednotka BV — Krasta — Cukali jednotka KC — pindská jednotka PI; Kruja jednotka KJ; Jonská jednotka JA; Sazan jednotka SZ; Istria IS;

Maďarský masív a jeho výbežky: Stredohorie MH; Bükk BÜ; Mecsek MK; Vilany VY.

Neovulkanické pohorie: Slovenské stredohorie SM; Börzsöny Mts. BÜ; Cserhát Mts. CS; Mátra Mts. MA; Prešov — Tokajské hory P—T; Vihorlat — Gutin Mts. V—G; Caliman — Harghitei hory C—H.

Fig. 1

Sketch Map of Tectonic Units of the Carpatian balkan system and Adjacent Arbeas
1:3 500 000

Explanations:

1 Mountain systems
2 Principal basins with promontories
2a Neovolcanic mountain ranges
3 Foreland of Alpides

Tectonic units:

Eastern Alps: Subalpine molasse SA; Helveticum H; Gresten Klippen belt GK; Waschberg zone W; Greifenstein nappe GF; Kahlenberg nappe KB; Laab nappe LB; Frankenfels nappe F; Lunz nappe L; Ötscher nappe Ö; Nappe of Hallstatt — Hohe Wand HW; Dachstein — Schneeberg nappe DS; Imbricate zone of southern margin ISM; Northern Grauwacken zone N; Pennine zone PE; Unterostalpin — Semmering nappe US; Unterostalpin — Radstadt nappe UR; Curktal nappe GT; Paleozoic of Graz PG; Crystalline of Koralm with covering beds CK; East Alpine crystalline AC; Drauzug DR; Northern Karawanken NK; Julian — Venetian Alps JV;

Carpathians: External zone of foredeep ef; Internal zone of foredeep if; Marginale unit UM; Ždánice unit Ž; Pouzdřany unit PO; Skole nappe SK; Tarcau nappe TC; Subsilesian nappe SSI; Silesian nappe SI; Pre-Dukla nappe PD; Dukla D — Čorna gora nappe ČR; Audia nappe A; Rachovo RCH — Curbicorticale nappe CU; Pre-Magura nappe AM; Magura: a) Rača nappe RA, b) Bystrica nappe BA, c) Biele Karpaty nappe BK; Ceahlau nappe C; Marmaros zone MM; Bucovinian nappes BC; Transylvanian nappe TL; Pieninic Klippen belt PK; Manin nappe M; Tatrides TA; Krížna nappe KA; Choč nappe CH; Vepor V; North Gemerid nappe NG; South Gemeride unit SG; Zemplin „island" ZO; Bihor B; Codru — Ariesani nappe CA; Mures zone MS; Trascau nappe TS; Central Carpathian Flysch basins FC; Central Massif CM; Transcarpathian Flysch basins FT; Danubicum DN, Miroč zone MI, Poreč zone P; Severin S, Kraina nappe KR; Geticum G, Golubac—Penkovo zone GP, Kučaj zone K, Suva Planina zone SUP, Lužnica zone LU, Tupižnica zone TU, Timok zone T, Kraištide KE; Serbo—Macedonian Massif SM;

Balkan: Transitional zone (Northern strip of Fore-Balkan) TR; Proper Fore-Balkan FB; Kotel strip KT; Stara Planina zone: SP; Louda Kamchiya zone LK; Srednogorie SR; Strandja — Sakar zone SS; Rhodope massif R;

Dinarides — Albanides — Helenides: Horsts and Grabens zone HG; Vardar zone: a) Inner Dinaric unit VU_1; b) Central unit VU_2, c) Internal unit VU_3; Ophiolitic zone O; Central Dinaric zone CD; Area of Metochija ME; Korab unit KO — Pelagonic zone PC; Mirdita unit MD — Subpelagonic zone SC;

Visoki Krš unit VK; Dalmatian unit DA — Albanian Alps AA; Budva unit BV — Krasta — Cukali unit KC — Pindos unit PI; Kruja unit KJ; Jonic unit JA; Sazan unit SZ; Istria IS;

Central Hungarian Massif and its Projections: Midmountains MH; Bükk BÜ; Mecsek MK; Vilany VY.

Neovolcanic Mountain Ranges: Slovakian Midmountains SM; Börzsöny Mts. Bükk; Cserhát Mts. CS; Mátra Mts. MA; Prešov — Tokaj Mts. P—T; Vihorlat — Gutin Mts. V—G; Caliman — Harghitei Mts. C—H;

aktov, potom sa zdá logickejšie brať termín fáza vo vrásnivej perióde s rezervou.

Vznik príkrovov sa často spája s takzvanou hlavnou fázou vrásnenia. Vnútorné Západné Karpaty sú príkladom toho, ako sa s rozvojom poznatkov menilo zaradenie hlavnej fázy (najprv tzv. *subtatranská* a sčasti laramská — A. Matějka—D. Andrusov 1931; neskôr *subhercýnska* — D. Andrusov a J. Bystrický 1959; potom *mladoaustrická* — D. Andrusov in V. Cúlová—D. Andrusov 1964 a napokon *mediteránna* — D. Andrusov 1968). Ak však prihliadneme k polarite vrásnenia, na ktorú poukazuje vek flyšových, resp. flyšoidných fácií završujúcich sedimentačný cyklus, je logické pripustiť, že vrásnenie s jeho najintenzívnejšími prejavmi sa začalo najprv v južnejších jednotkách a ukončilo sa u vonkajších jednotiek. Tri skupiny flyšových jednotiek Západných Karpát rozlíšené okrem iného i podľa časových prejavov vrásnenia ukazujú, že hlavné fázy, či „subperiódy" vrásnenia — sávska, staroštýrska i mladoštýrska, postihli všetky tri skupiny príkrovov, ale s určitým posunom v čase znútra smerom von pri uplatnení polarity. Sávska subperióda je najdôležitejšia pre magurskú skupinu jednotiek, staroštýrska pre strednú (sliezska a podsliezska) a mladoštýrska pre vonkajšiu (skolskú). *Pri určovaní tzv. hlavnej fázy však stojíme pred problémom, čo považovať za hlavný prejav vrásnenia — či formovanie jednotky, jej vyvrásnenie, alebo presun a či dosúvanie, často i na veľkú vzdialenosť.* Zvrásnenie a nasúvanie jednotiek nad seba sú dva výsledky jednotného preformovania geosynklinálnych čiastkových — štrutúrne faciálnych zón v štruktúre jednotky, ktoré sa odohralo vo flyšovom pásme od oligocénu po vrchný tortón viacaktne. Pritom proces vrásnenia o niečo predchádzal proces nasúvania. Niektoré akty vrásnenia a to i tie, ktoré majú odlišnú kinematiku, nedajú sa vždy pri nedostatku mladších sedimentov od seba odlíšiť a zaradiť do samostatných časových úsekov. Časové spektrum deformácií tohože veporského kryštalinika (J. Kantor 1960) je poučné v tom zmysle, že ukazuje, ako celé pásmo vnútorných Karpát postihovali v priebehu viacerých „fáz" — subperiód kompresné pohyby, i keď sa zrejme uplatňovala polarita vrásnivého procesu, a tým i zmena intenzity vrásnenia v jednotlivých zónach.

Rozdiely v prejavoch vrásnenia značne ovplyvnili charakter jednotlivých segmentov alpíd; zhody sú v prejavoch vrásnení zasa ukazovateľom spoločných čŕt stavby.

Západné Karpaty sú typickým segmentom dvoch intenzívnych vrásnení rozložených priestorove vedľa seba. Jednotky kriedové sa nachádzajú vo vnútorných Karpatoch a sávsko-štýrske vo vonkajších Karpatoch. Kriedové vrásnenie vyznieva na vonkajšej strane v bradlovom pásme. Vo flyšovom pásme má v podstate len odrazový charakter. Zóna prekrývania sa dvoch

vrásnení je úzko obmedzená na okraj — pribradlovú či manínsku oblasť — vnútorných Karpát a na bradlové pásmo. Rozloženie kriedového systému a sávsko-štýrskeho systému vedľa seba je príčinou rozdelenia Západných Karpát na dva morfotektonicky výrazne i štruktúrne samostatné celky, na vnútorné (internidné) — kriedové Karpaty a vonkajšie (externidné) — flyšové — sávsko-štýrske Karpaty. Spája ich len úzka bradlová zóna zvrásnená v priebehu oboch spomínaných období a azda postihnutá sčasti i staropaleogénnym laramským — ilýrsko-pyrenejským vrásnením. Pritom prvé vrásnenie v bradlovom pásme možno považovať za neskorokriedové, vo vnútornej časti medzi koniakom a spodným resp. vrchným santónom vo vonkajších častiach koncom kampanu (E. Scheibner in T. Buday et al. 1967). Dvojdielnosť Západných Karpát dokumentujú i prejavy orogenetickej polarity, platné oddelene v každom z dvoch geosynklinálnych systémov a v každej z oboch vrásnivých období. Vrásnivá perióda paleogénna neprejavila sa výraznejšie vo vnútorných Karpatoch. Tento rozdiel v porovnaní s Východnými Alpami sa prejavuje malým podielom vrchnokriedových, resp. paleocénnych sedimentov v centrálnych Karpatoch a ich odlišným, molasovým typom. Zásah paleogénneho (laramsko-pyrenejského) vrásnenia (nie s ním spojených zdvihov) v Západných Karpatoch je obmedzený. S účinkami tohto vrásnenia treba počítať v najzápadnejšom úseku v oblasti myjavskej, kde vrchná krieda je prekrytá šupinami chočskej jednotky (preukázané vrtmi do podložia neogénu Viedenskej panvy pri Lakšárskej Novej Vsi) a v oblasti bradlového pásma, hlavne jeho východnej časti. Tu v najvnútornejšej časti flyšového pásma v magurskej jednotke na východnom Slovensku sa zas uplatnilo vrásnenie predvrchnoeocénne, ilýrske, a to nielen v charaktere sedimentácie (v zmene smeru prúdov, ktoré roznášali klastický materiál a prítomnosťou sklzových telies), ale i diskordanciou na báze vrchnoeocénnych menilitovo-maľcovských vrstiev (J. Nemčok 1971). Vrchná krieda, resp. paleocén (?) južnejšie od pribradlovej oblasti vystupuje len sporadicky, v menších mocnostiach a vykazuje charakter včasnej molasy. Silne tektonické porušenie s veľkými sklonmi vrstiev (neobvyklými v mladšom centrálnokarpatskom paleogéne), diagonálne zbridličnatenie ílovcov a paleogeografická diskordancia v pomere k lutét-priabónskemu centrálnokarpatskému neskorotektonickému flyšu v Stratenskej hornatine (severogemeridná jednotka) poukazujú na uplatnenie sa laramského resp. ilýrskeho vrásnenia i vo vnútornejších pásmach Západných Karpát. S týmito pohybmi súvisí azda dotváranie kriedového synklinória hronského a severogemeridného (M. Maheľ et all. 1967).

Areál kriedového vrásnenia Západných Karpát organicky nadväzuje na Maďarské medzihorie. Tu však intenzita vrásnenia bola podstatne menšia ako v Západných Karpatoch. Najnižšia bola v transdanubijskom mezozoiku.

V jednotkách Bükk, Mecsek, Villany, ktoré boli výraznejšie postihnuté vrásnením, nedošlo však k regionálnemu metamorfizmu; ani lokálne prejavy bridličnatosti a mylonitizácie — javy bežné pre toto vrásnenie v okolitých alpínskych pásmach — nie sú v Maďarskom medzihorí známe. Predalpínsky podklad tu kriedové vrásnenie (tým menej mladšie vrásnenia) výraznejšie neprepracovali (Gy. Wein 1969). Maďarské medzihorie tým predstavuje stredný masív uprostred alpíd. Dynamika jeho jednotlivých krýh je rôzna. Jedným zo znakov zníženej orogenetickej aktivity je i nedostatok flyša, predchodcu kriedového vrásnenia, i keď detritickejší charakter kriedových sedimentov je zrejmý (pieskovce a bridlice valanž-barému v Gerecse, bridlice a pieskovce v baréme Mecseku a sčasti vo Villanyi, bridlice gargazu v nadloží vápencov aptu a bridličnaté fácie cenomanu vo Vertési, Bakonyi Mecseku). Odrazom vrásnivých procesov v Maďarskom medzihorí sú regresie a transgresie. Menšie regresie sa uplatnili niekde v beriase (Tata, Vertés, Sev. Bakony, Villany), inde vo vrchnom baréme (Gerecse, Mecsek, Villany), vo vrchnom apte je všeobecnejšia regresia (Tata, Vertes, Bakony) rovnako i vo vrchnom cenomane. Transgresie sa odohrali počas spodného aptu a v gargase (J. Fülöp 1961); Ak sa teda pripisuje vytvorenie štruktúr austrickej a subhercýnskej fáze (F. Szentes 1964, Gy. Wein 1969), tak aj tu ide o fázy ponímané v širšom časovom úseku. Mladšie vrásnenia počnúc laramským sa prejavujú činnosťou zlomov a to zdvihmi (laramské, ilýrske) a poklesov (pyrenejské). Pozoruhodnosťou Maďarského masívu je flyšový centrálny žľab (senon — eocén, azda až oligocén) (K. Balogh—L. Körössy 1968) s prejavmi sávskeho vrásnenia.

Severné vápencové Alpy s kriedovými jednotkami v mnohom blízkymi západokarpatským (bližšie pozri na str. 272) boli neskôr postihnuté na východnom a strednom úseku vrásnením; sčasti boli počas vrásnenia ilýrsko-pyrenejského zošupinovatené a presunuté cez flyšové pásmo a helvetikum a neskoršie za sávskeho vrásnenia i dosúvané. Najmladším členom flyšovej sekvencie vo flyšových príkrovoch Severných Álp je paleocén (vo Viedenskom lese až stredný eocén) a v helvetiku vrchný eocén. Z toho sa dá usúdiť, že vznik príkrovov flyšového pásma Východných Álp sa začal vo vrchnom eocéne. Hlavné pohyby sa odohrali v mladšom oligocéne až akvitáne (S. Prey, 1968), na čo sa usudzuje podľa začiatku vzniku molasy, ktorá bezprostredne reaguje na vrásnenie (J. Aubouin 1964).

Treba zdôrazniť, že rozdiel medzi V. Alpami a Z. Karpatmi nespôsobil len samotný účinok staropaleogénneho vrásnenia v centrálnej zóne Álp, ako sa často uvádza (D. Andrusov 1960). Vývoj vrchnej kriedy, jej premenlivosť i s fáciami geneticky zviazanými s diastrofickým obdobím (flyš, couches rouges) sú ukazovateľmi odlišného vývoja v staršom období. Stačí porovnať hojnosť flyšových a flyšoidných fácií v albe a cenomane krížňanskej

jednotky a tatríd a nedostatok týchto fácií napr. v unterostalpíne a malý rozsah v oberostalpíne. Dvojdielnosť Východných Álp oproti Západným Karpatom je teda narušená ilýrsko-pyrenejským vrásnením, ktoré postihlo i vonkajšiu časť interníd a zviazalo ich s externidmi. Intenzita kriedového vrásnenia vo flyšovom pásme a v helvetiku Východných Álp je problematická. Bloky hornín bradlového pásma v pestrej sérii (Buntenserie) grestenskej zóny svedčia o nepokoji hlavne počas vrchného senónu a v paleocéne.

V najzápadnejšej časti austroalpínskych príkrovov v Švajčiarsku kriedové vrásnenie vykazovalo slabšie prejavy. Miestami ho sprevádzala čiastočná metamorfóza (80 mil. rokov). S týmto vrásnením je azda v genetickej spätosti alb-cenomanská detritická fácia siltových bridlíc s lavicami pieskovcov v oberostalpíne a flyš, prípadne couches rouges (cenoman) v unterostalpíne. V severnejšej časti v jednotke unterostalpín a v peniniku malo kriedové vrásnenie najpravdepodobnejšie len odrazový charakter, prejavujúci sa zdvihmi. Hlavné vrásnenie, a to tak austroalpinika, ako i peninika a súčasná metamorfóza spadajú do obdobia stredný eocén—spodný oligocén (R. Trümpy et all. 1969). Predchádza ho v zóne briansonskej flyš veku vrchný paleocén—spodný eocén; v severnejšej zóne valaisskej flyš veku vrchná krieda—paleocén. Vonkajšie jednotky — helvetidy s pieskovcovým flyšom vrchnoeocénnym až spodnooligocénnym boli vyvrásnené až v miocéne (staromiocénne vrásnenie).

V Západných Alpách jednotky peninika sú mladšie ako v západnej časti Východných Álp.

V Západných Alpách (J. Debelmas 1963, J. Debelmas—M. Lemoin 1970) kriedové vrásnenie (koncom strednej kriedy) má iba odrazový charakter a prejavuje sa vo vonkajších zónach (oblasť Dauphinois a helvetika) vytvorením lokálnych vrás prekrytých diskordantne ležiacim vrchným turónom, prípadne senónom, v peninskej oblasti vznikom včasného flyša v spodnej kriede (v zóne Valais a v Piemonte). Prvé intenzívnejšie vrásnenie sa odohralo až v období medzi koncom vrchnej kriedy a stredným oligocénom. Za toto dlhé obdobie došlo vo vnútorných zónach (austroalpínskej a peninskej) k ukončeniu sedimentácie vrchnokriedového flyša (flyš helmintiodný) a k jeho odlepeniu od podkladu začiatkom paleogénu a k postupnému presúvaniu. Flyšové príkrovy dosiahli vonkajšie zóny až začiatkom oligocénu. S týmto vrásnením je spätý i presun príkrovov (subbriansonského, briansonského a piemontského) i začiatok presunu Prealp v Švajčiarsku a v Savojsku. So staropaleogénnym vrásnením sa spájajú i prejavy metamorfizmu vnútorných zón i spätný násun (retrošariaž) k juhu, resp. východu (výsledok podsunu podkladu). Vo vonkajších zónach staropaleogénne pohyby sa prejavili len odrazovo. Lutet a priabon, zastúpené detritikom typu prechodného medzi molasou a flyšom, ležia transgresívne v podstatnej časti oblasti daup-

hinois a helvetika; staroneogénna vrásnivá perioda sa vyznačuje prejavmi vertikálnych pohybov. Výraznejšie vrásnivé pohyby sa uplatnili až koncom miocénu v ponte a v pliocéne a to vo vonkajších zónach Západných Álp v helvetiku a v subalpínskej oblasti, kde predstavujú hlavné vrásnenie.

Analogon vnútorných Západných Karpát i vekom zvrásnenia sa javia Severné Apusiny. Predstavujú súčasť areálu s kriedovými jednotkami nepostihnutými výraznejšie mladším vrásnením. Vrchnokriedové sedimenty molasového typu (turón—maastricht) vypĺňajú neskorotektonické až posttektonické včasné depresie. Vrásnenie sa ukončilo po cenomane; predchádza ho mocný vývoj spodnokriedových flyšoidných sedimentov v príkrove Codru a vrchno-apt-cenomanských v Bihorskom autochtóne (M. Bleahu—D. Patrulius 1967). Tektonický nepokoj sa prejavil už skôr prerušením sedimentácie vo vrchnej jure v príkrovoch Codru—Moma, či diskordanciou flyšoidného súvrstvia a prerušením sedimentácie s tvorbou bauxitov v spodnej kriede bihorskej jednotky. Vonkajší okraj Apusín je však zásadne odlišný od Západných Karpát. Z jv. strany sú lemované synklinálnou brázdou Mureša s mohutným vývinom spodnokriedového i vrchnokriedového heterogénneho flyša (sčasti vulkanogénneho). Túto zónu postihlo vrásnenie v dvoch periódach. Nástup diastrofického obdobia signalizuje sedimentácia strednoaptského diskordantného flyša. Uprostred albu došlo k čiastočnému zdvihu a k premiestneniu osi zóny intenzívnejšej sedimentácie k vonkajšku. Za odraz vrásnenia treba považovať i molasový typ vrakonu, po ktorom nasleduje flyš turón-senónsky (J. Dumitrescu 1962; M. Bleahu—D. Patrulius 1967).

Ak Apusiny majú veľa spoločného s vnútornými pásmami Západných Karpát, Východné Karpaty majú naopak so Západnými Karpatmi veľa spoločného v pásme vonkajšom, ktoré je vlastne predĺžením vonkajších Západných Karpát. Jednotky sávsko-štýrske vo Východných Karpatoch však sú intenzívnejšie zastihnuté, dosúvané i mladšími pohybmi (zmladzovanie príkrovových jednotiek pozdĺž osi flyšovej geosynklinály od Z k V). Vnútorné jednotky sú vo Východných Karpatoch predovšetkým dielom kriedového vrásnenia. Podobne však ako vo Východných Alpách aj vo Východných Karpatoch došlo za staropaleogénneho vrásnenia k tektonickému zbliženiu internidných a externidných jednotiek, k násunu internidných jednotiek na jednotky flyšového pásma.

Prvé zvrásnenie a násuny mediálnych dacíd na marginálne dacidy sa datujú už koncom hauterivu (D. Patrulius et all. 1968; J. Dumitrescu et all. 1964). U novovyčleneného príkrovu Haghimas (jeden zo skupiny transylvánskych príkrovov (M. Sandulescu 1969) sa predpokladá jeho presun už v baréme viac-menej synchrónne so začiatkom vzniku wildflyša (barém-apt) bukovinských príkrovov. Ten totiž už v svojej bazálnej časti obsahuje olistolity príkrovu Haghimas. Veľký presun príkrovu sa uskutočnil pred vrchným

albom. Vracono-cenomanské zlepence prekrývajú príkrov Haghimas i bukovinský príkrov i so zvrásnenými komplexmi jeho wildflyša. U ďalšieho príkrovu transylvánskeho (Persani) na základe jeho olistolitov vo wildflyši usudzujeme, že došlo k presunutiu uprostred aptu (D. Patrulius et all. 1968). Mohutný diastrofizmus je sprevádzaný vznikom mocných konglomerátov, z ktorých najznámejšie sú zlepence typu Buceçi (paramolasa podľa L. R. Contescu 1964).

Osobitosťou Východných Karpát je jednotka Ceahlau budovaná prevažne karbonátovým spodnokriedovým flyšom. Predstavuje vonkajšie dacidy a svojím flyšovým obsahom i vekom vyvrásnenia zväzuje dacidy (vnútorné východo-karpatské jednotky — internidy) s vonkajšími tzv. moldavidami — externidami. Vrásnivé procesy sprevádzali v najspodnejšom neokóme výlevy bázickej magmy (sinajské vrstvy), diskordancie v hauterive a uprostred aptu, prínos obrovského množstva detritu v apte (vrstvy Komarnic) a hlavne v albe (pri zdvihu kulminujúcom koncom albu). Nástup ďalšieho sedimentačného cyklu je miestami v cenomane, inde v turóne až v koniaku (D. Patrulius et all. 1968). Hlavné vrásnenie, ktoré postihlo príkrov Ceahlau, bolo staropaleogénne, azda laramské (M. Sandulescu 1971). Dosah laramského vrásnenia vo vnútorných zónach Východných Karpát dosvedčuje diskordantné uloženie detritického eocénu na senónskych slieňoch v zóne Dimborvicioara (D. Patrulius et all. 1968).

Sledujúc oblúk V. Alpy—Z. Karpaty—V. Karpaty konštatujeme: 1. viacmenej jednotné vonkajšie (externidné) flyšové pásmo v podstate sávsko-štýrske, ktoré sa smerom na V zmladzuje; z vonkajšej strany je lemované čelnou predhlbňou vyplnenou molasou. 2. Externidy a internidy zväzuje prechodná oblasť postihnutá vrásnením strednokriedovým a paleogénnym. Toto pásmo je úzke a v Západných Karpatoch takmer zaniká; rozširuje sa naopak smerom k Z (do Východných Álp) i k V (do Východných Karpát).

V ďalšom pokračovaní karpatského oblúka k J do Južných Karpát (a analogicky i na Z do Z. Álp) ustupuje do pozadia tak pásmo vrásnené strednokriedove (vnútorné pásmo) ako aj pásmo vrásnené sávsko-štýrsky a hlavný rozsah nadobúda areál vrásnený staropaleogénne (laramsko-ilýrsko-pyrenejský) s postupným omladzovaním pohybov od juhu k severu. Pozoruhodný je v J. Karpatoch slabší dosah kriedových vrásnení, i keď je tu značný rozsah spodnokriedového flyša začínajúceho titónom (zóna Lužnička, Krajštidy, Severín—Kraina). Len vnútornejšie zóny zaradené na území Rumunska ako suprageticum a getikum, na území Juhoslávie ako zóna Golubac—Penkovo a sčasti i Kučaj boli (popri hlavnom vrásnení povrchnokriedovom) zasiahnuté intenzívnejšie i vrásnením strednokriedovým. V getiku sa s týmto vrásnením spája sformovanie getického príkrovu vo vrchnom albe a násun na mierne zvrásnenú severínsku jednotku (Al. Codarcea—Raille-

anu 1961). Strednokriedový diastrofizmus predchádza prerušenie sedimentácie už od barému; jeho výraznejším prejavom je tiež zmena vápencovej sedimentácie v pieskovcovo-ílovcovú koncom aptu s náznakmi slabej diskordancie (Al. Codarcea—Gr. Pop 1969). Vrásnenie a formovanie sa getického príkrovu a jeho prvý násun sa odohral pred cenomanom. Transgresívny cenoman a turón majú pseudomolasový charakter (detritické fácie s hojnosťou pieskovcov a zlepencov, ale i koralové vápence). V krajštidách zo spodnokriedovým vrásnením sa spája vytvorenie príkrovu penkovského. V turóne dochádza v Západných Karpatoch k premiestneniu osi sedimentačného priestoru k vonkajšku (do zóny Sopot—Semenic—Kučaj), a vznik lineárneho žľabu timockého s obrovským množstvom láv „pseudosubsekventného" charakteru a súbežného s osou predvrchnokriedových štruktúr (in P. Stevanovič—M. Andelkovič et all. 1967). Výplň žľabu (cenoman-dan) s couches-rouches, organogénnych vápencov, ale i uhoľných slojí množstvom vulkanogénneho materiálu možno charakterizovať ako tektonogrupu obdobia orogenetickej aktivity. Hlavné vrásnenie a ďalekosiahly presun getického príkrovu Južných Karpát sa odohral po vrchnej kriede.

Vonkajšie zóny Južných Karpát, danubikum a južné zóny Greben—Stará planina, Poreč, rovnako ako Severín—Kraina predstavujú oblasti s hlavným vrásnením (A. Grubič 1967) staropaleogénnym. Charakteristickým je pre ne značný rozsah vrchnokriedového (turón-senon) flyša. Slabé zvrásnenie sinajských vrstiev svedčí o tom, že dosah strednokriedového vrásnenia bol slabý (M. Sandulescu 1971). Na presnejšie určenie veku vrásnenia v severne rumunskej časti niet priamych dôkazov; spája sa s laramskou fázou (J. Dumitrescu et all. 1962). V pokračovaní severínskej zóny na bulharskom území (jednotka Kraina) flyšový komplex siaha však až do ypresu a lutétu, takže vrásnenie je skôr polutétske. Odrazy starších vrásnení sa v tejto oblasti prejavili regresiou po vrchnom cenomane sledovanou turónskou transgresiou a ďalšou regresiou po dane vystriedanom transgresiou diskordantne ležiaceho ypresu až lutétu (V. Tzankov 1963). V tejto súvislosti treba vyzdvihnúť štýrsky presun cez miocén na vzdialenosť cca 10 km v najvnútornejšej (moravskej) zóne Južných Karpát, priliehajúcej k Srbsko-makedónskemu masívu.

Balkán. Západný blok Balkánu po etropolskú líniu má veľa spoločného s Južnými Karpatmi. V Starej Planine, ako i na Predbalkáne sedimentácia karbonaticko-slieňovcová pokračuje od albu do paleogénu; celý komplex bol vyvrásnený po strednom eocéne. Svojské znaky v prejavoch vrásnenia vykazuje stredný a východný blok Balkánu. K nim rátame: včasné prejavy kriedového vrásnenia azda už mladokimerské, priestorovú naloženosť vrásnenia kriedovej a staropaleogénnej periódy; nedostatok vrásnivých prejavov počas staromiocénnej periódy.

Včasné kriedové vrásnenie, azda mladokimerské, sprevádzané výraznou

metamorfózou (E. Bončev 1966) postihlo jednotku Strandža a Sakar a Rodopy. Na bezprostredne potitónsky vek vrásnenia sa usudzuje podľa titónskeho veku najmladšieho, sčasti flyšoidného člena série v jednotke Strandža (bridlice s vložkami čiernych mramorizovaných vápencov a s polohami diabázov). Mladšie vrchnokriedové, pomerne intenzívne laramsky vrásnené súvrstvie začínajúce cenomanom leží výrazne diskordantne na staršom mezozoiku.

Severnejšie rozložené jednotky sú postihnuté vrásnením strednokriedovým a ilýrskym až včasne pyrenejským. Najvýraznejšie sa to prejavuje u najvonkajšej jednotky na Predbalkáne. Na intenzívnejšie zvrásnených predvrchnokriedových komplexoch sú naložené miernejšie zvrásnené pyrenejské štruktúry s výplňou vrchnej kriedy (senón) platformného typu a ypreslutétskymi sedimentmi terigénnymi, resp. sedimentmi piesčitého flyša. Častý je prípad, že staropaleogénna synklinála prekrýva viaceré strmšie a zovretejšie kriedové štruktúry. Strednokriedové vrásnenie poaptské predchádza mocný komplex titón-spodnokriedového flyša (až 4000 m mocný) v strednom bloku a komplex flyšoidných súvrství vo východnom bloku Balkánu; najmladší člen sekvencie apt vykazuje terigénny vývin. Treba zdôrazniť, že na Predbalkáne a u južnejšej jednotky Staroplaninskej sa strednokriedové vrásnenie neprejavilo (aspoň nie výraznejšie), v západnom bloku, z. od etropolskej línie. Jednotiacim vrásnením Balkánu je až vrásnenie pyrenejské. K severu smerom k platforme intenzita vrásnenia klesá.

Predbalkán ako okrajová zóna nepredstavuje teda výraznejšie flyšové pásmo ako najvonkajšie zóny V. Álp a Karpát. Chýba tu i čelná predhlbeň. Balkánskym flyšovým pásmom je Luda Kamchiya jednotka, rozložená pri vonkajšom okraji Stredohorského pásma vo v. bloku Balkánu, teda vo východnom pokračovaní zóny Staroplaninskej. Najstarším členom je transgresívny cenoman s hojnými konglomerátmi. Podstatnú masu predstavuje flyš (len turón dosahuje až 2000 m) a to karbonatický s fáciami slienitých vápencov (biankone) stredno-vrchnokriedový a lutétsky flyš (až 1500 m) prevažne pieskovcový s fáciami wildflyša. Prerušenia sekvencií sú známe medzi turónom a senónom a po paleocéne. Západnejšie v staroplaninskej jednotke, a to v antiklinóriu Šipky, terigénny komplex turónu leží diskordantne na starších útvaroch postihnutých kriedovým vrásnením. Vrásnenie sa však prejavilo i vo vrchnej kriede, keďže karbonátové súvrstvie maestrichtu leží diskordantne nielen na starších útvaroch, ale aj na turóne.

Medzi jednotkou Luda Kamchiya a Predbalkánom sa rozkladá úzka 2, až 9 km tektonicky bizarná, veľmi stlačená jednotka Kotel, ktorá vznikla na lineamentnej zóne. Podobne ako bradlové pásmo Západných Karpát i ona je dielom viacerých intenzívnych vrásnení, hlavne kriedových a pyrenejských. Pozoruhodná je u nej heterogénnosť vývoja členov vytvorených medzi

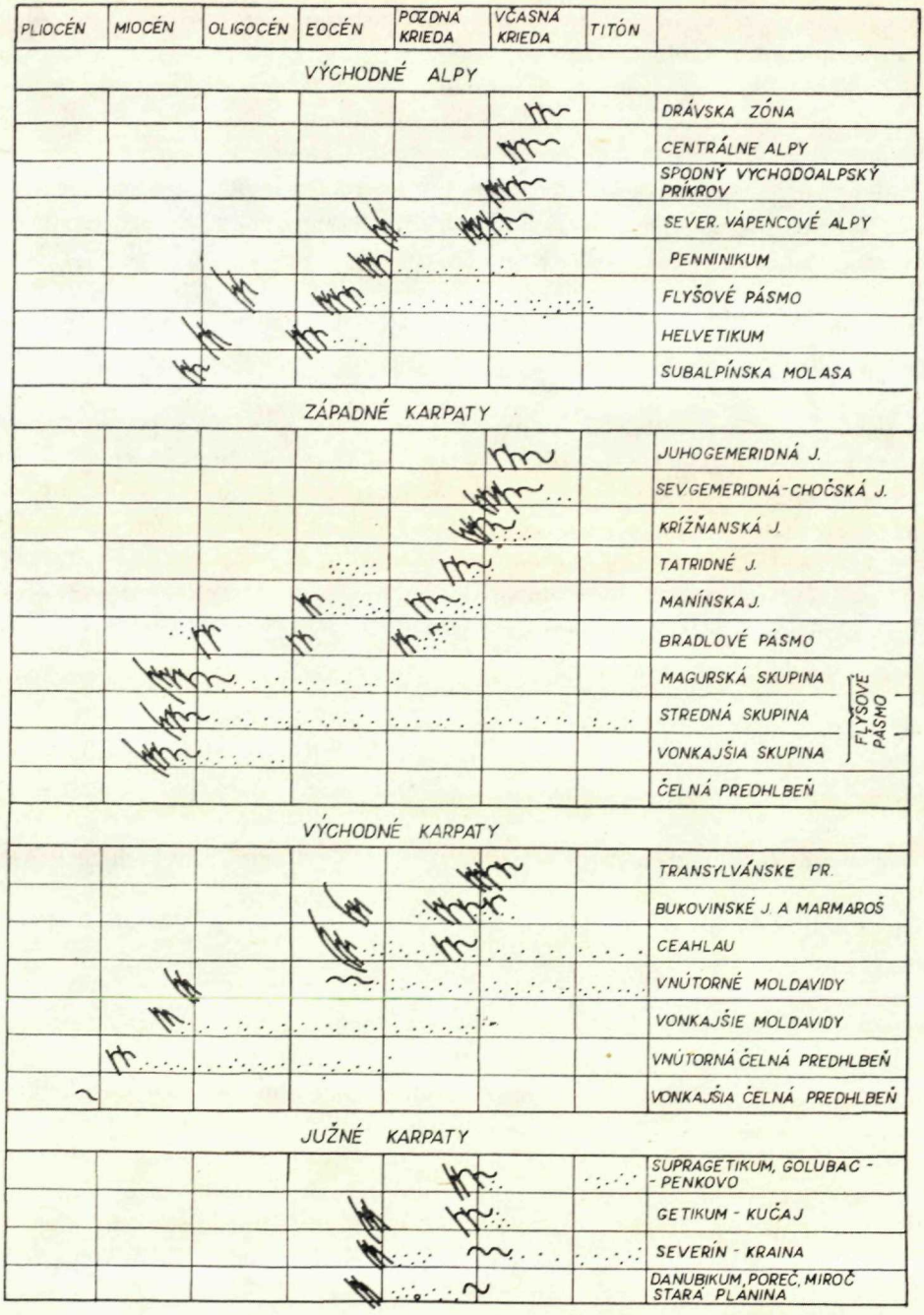
vrásneniami sčasti typu severného, predbalkánskeho, sčasti južného, podobného ako v jednotke Luda Kamchiya.

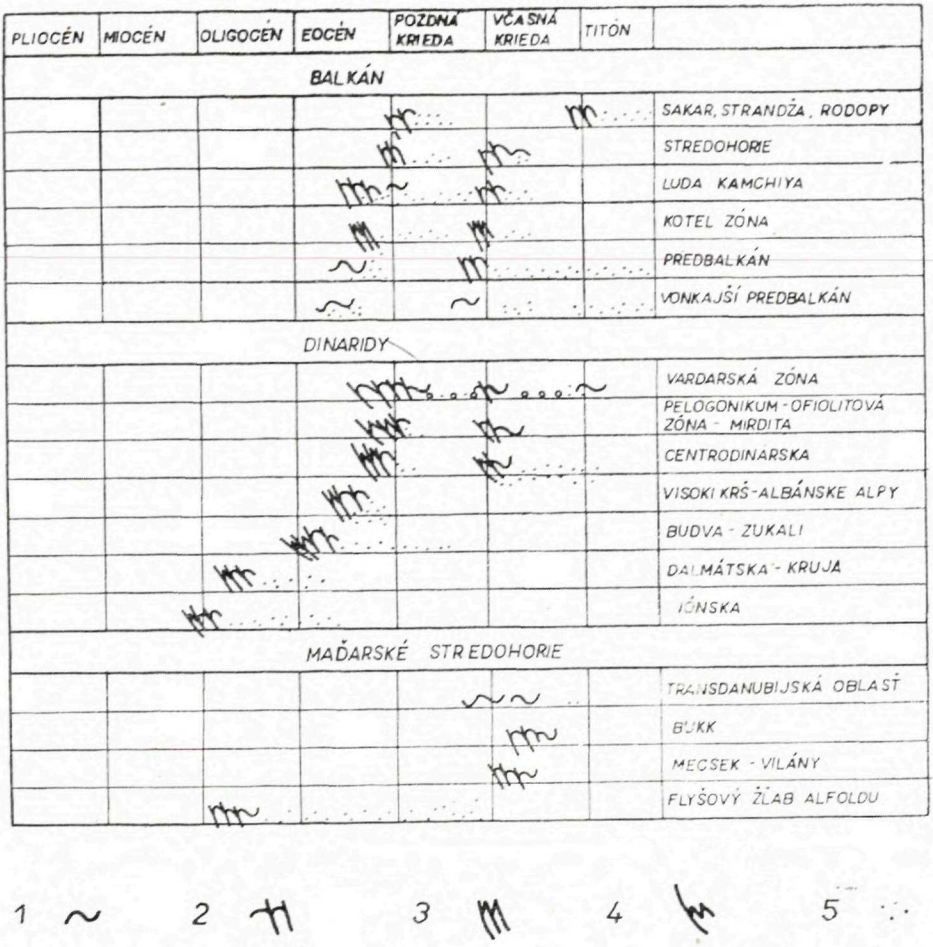
V Stredohorskej zóne s rozsiahlymi naloženými žľabmi, ktorými po vrásnení koncom spodnej kriedy začína nový sedimentačný cyklus (v turóne, inde v senóne), sú konštatované prejavy vrásnenia koncom turónu a koncom vrchnej kriedy. Laramskému vrásneniu predchádza mocný vrchnokriedový flyš. Napriek výraznejším prejavom tohto vrásnenia (v severnejších zónach Balkánu problematickom) v stredohorskej zóne sa vrásnenie prejavilo i po strednom eocéne. Toto včasné pyrenejské vrásnenie je na Balkáne značne rozšírené.

Schéma interníd a externíd Balkánu je štruktúrnou fáciou i vývojom celkom odlišná od interníd a externíd V. Álp—Z. Karpát —V. Karpát. Polarita vrásnivého procesu, t. j. rozloženie tektonických jednotiek starších na vnútornej strane a mladších na vonkajšej strane, je ťažko postihnuteľná. Štruktúry jednotlivých vrásnivých períód sú tu naložené nad sebou a nie rozložené vedľa seba od vnútrajška k vonkajšku (ako napr. v Západných Karpatoch). Prejavuje sa však orogenetická polarita jednotlivých vrásnivých períód. Kriedová vrásnivá perióda sa začína skôr v zónach najjužnejších (azda už vrásnením mladokimerským). Južnejšie zóny vykazujú skorší nástup vrásnenia i za staropaleogénnej periódy výrazným uplatnením sa vrásnenia povrchnokriedového, laramského veku.

Dinaridy sa vyznačujú slabším starokriedovým vrásnením prejavujúcim sa vo vnútorných zónach; značným rozsahom a intenzitou vrásnenia staropaleogénneho; výraznou migračnou orogenetickou vlnou paleogénno-staroneogénnou, jednotky najvonkajšie sú staroneogénneho veku.

Kriedové vrásnenie sa začína azda už v najvrchnejšej jure (J. Mercier 1966, Aubouin—Ndojaj 1964). Diskordancie sú už na báze titónu, v nadloží diabáz-rádiolaritovej série, a to v zóne vardarskej a v zóne Kopalnik v pelagónskej jednotke i v jednotke Mirdita. Prítomnosť zlepencov titónu a mocných detritických vápencov v spodnej kriede (v jednotke Mirdita) poukazuje na hlbšie trvajúci tektonický nepokoj. Spodná krieda v internidných jednotkách najčastejšie chýba. Pomerne rozšírená je transgresia v apt-albe. V helenidách sa so spodnokriedovým vrásnením síce nespájajú výraznejšie megaštruktúrne jednotky, pripisuje sa mu však vznik malých izoklinálnych vrás a silne metamorfné účinky (J. Mercier 1966). V zóne vardarskej a v zóne Kopalnik triasové a jurské komplexy boli zvrásnené do antiklinál a synklinál, diskordantne ich prekrýva transgresívny alb-cenomanský komplex (J. P. Rampnoux 1969). Nepriamym dôkazom značného vplyvu spodnokriedového paroxyzmu vo vnútorných dinaridách je zistenie, že značná časť tzv. durmitorského flyša, považovaného za vrchnokriedový, je titón-neokómska (včítane aptu) a je súčasťou osobitnej starej prehĺbeninovej zóny pri von-


PLIOCÉN
MIOCÉN
OLIGOCÉN
EOCÉN
POZDNÁ KRIEDA
VČASNÁ KRIEDA
TITÓN
VÝCHODNÉ ALPY
DRÁVSKA ZÓNA
CENTRÁLNE ALPY
SPODNÝ VYCHODOALPSKÝ PRÍKROV
SEVER. VÁPENCOVÉ ALPY
PENNINIKUM
FLYŠOVÉ PÁSMO
HELVETIKUM
SUBALPÍNSKA MOLASA
ZÁPADNÉ KARPATY
JUHOGEMERIDNÁ J.
SEVGEMERIDNÁ-CHOČSKÁ J.
KRÍŽŇANSKÁ J.
TATRIDNÉ J.
MANÍNSKA J.
BRADLOVÉ PÁSMO
MAGURSKÁ SKUPINA
STREDNÁ SKUPINA
VONKAJŠIA SKUPINA
FLYŠOVÉ PÁSMO
ČELNÁ PREDHLBEŇ
VÝCHODNÉ KARPATY
TRANSYLVÁNSKE PR.
BUKOVINSKÉ J. A MARMAROŠ
CEAHLAU
VNÚTORNÉ MOLDAVIDY
VONKAJŠIE MOLDAVIDY
VNÚTORNÁ ČELNÁ PREDHLBEŇ
VONKAJŠIA ČELNÁ PREDHLBEŇ
JUŽNÉ KARPATY
SUPRAGETIKUM, GOLUBAC - PENKOVO
GETIKUM - KUČAJ
SEVERÍN - KRAINA
DANUBIKUM, POREČ, MIROČ STARÁ PLANINA



Obr. 3 Tabuľka prejavov vrásnenia vo Východných Alpách, Karpatoch, na Balkáne a v dinaridách

Vysvetlivky:

1 — slabé vrásnenie; 2 — intenzívnejšie vrásnenie so vznikom prešmykov a menších násunov; 3 — intenzívne vrásnenie s príkrovmi; 4 — presuny často „en blok"; 5 — diostrofické fácie

Explanations:

Fig. 3 Table of Manifestations of Folding in the Eastern Alps, Carpathians, Balkan and Dinarides

1 — Slight folding; 2 — More intense folding with upthrusts; 3 — Intense folding with nappes; 4 — Overthrusts frequently „en bloc"; 5 — Diastrophic facies

kajšom okraji vnútorných dinaríd pozdĺž Bosny a Hercegoviny cez Čiernu horu do Albánska; vytvára samostatnú jednotku bosniacku (Blanchet—Cadet—Charvet—Rampnoux 1969).

Hlavným vrásnením, ktoré postihlo vnútorné zóny dinaríd a vytvorilo tektonické jednotky, je staropaleogénne. Jeho presnejšie časové rozloženie nie je zatiaľ celkom jasné. Predchádzal ho maastrichtský, niekde maastrichtdanský flyš (B. Čirič 1963, T. Bicoku—A. Papa et all. 1970, J. Aubouin — J. Ndojaj 1964). Vznik neskorotektonických depresií už vo vrchnom lutéte — priabóne (vardarská brázda, mezohelenidná brázda) určuje vrchnú možnú hranicu vrásnivej periódy; vrásnenie internidných zón dinaríd je teda laramsko-ilýrske. Kompresné pohyby doznievali ešte i koncom priabónu (pyrenejské) a uplatnili sa aj pri presúvaní okrajových jednotiek internidných Mirdita-subpelagónska (J. Mercier 1966). Vplyvy pyrenejského i slabšieho staroštýrskeho vrásnenia dosvedčuje formácia tzv. Majevica v s. časti vnútorných dinaríd; začína sa eocénnym flyšom, ktorý prechádza v menej zvrásnenú molasu siahajúcu do spodného oligocénu.

Staropaleogénne vrásnenie sformovalo i jednotky externejšie Visoki Krš a Budva—Krasta—Zukali—Pindos nezasiahnuté výraznejšie kriedovým vrásnením. U posledne menovanej skupiny tektonických jednotiek flyšové komplexy vrchnej kriedy až priabónu predchádzalo mocné vrásnenie neskorostaropopaleogénne — pyrenejské. Vo Visokom Krši diskordantne na vápencoch vrchnej kriedy a spodného eocénu leží oligocénna, azda i vrchnoeocénna neskoro tektonická mocná molasová formácia zvaná Promina: heterogénne vápencové konglomeráty, jemnozrnné vápence, kalkarenity, brekcie, sliene, ílovice, pieskovce, sloje uhlia (B. Čirič 1963).

Jednotky položené externejšie — dalmatínska (Učka) a Kruja—Gavrovo sformovalo vrásnenie sávske. U Kruje—Gavrovo flyš vrchný eocén-oligocénny predchádza vrásnenie; akvitán má charakter zvrásnenej molasy (T. Bicoku—A. Papa 1968). V jónskej jednotke, rozloženej ešte externejšie, vrchnoeocénny a oligocénny flyš (sčasti azda i najspodnejší miocén) prechádza v zvrásnenú spodnomiocénnu včasnú molasu (šlír). Pritom synklinály vytvorené staroštýrskym vrásnením (pred vrchným helvétom) vypĺňuje molasa naloženej čelnej predhlbne, začínajúca vrchným helvétom. Smerom k SZ (do Južných Álp) je zjavné laterálne zmladzovanie jednotlivých tektonických zón.

Južné Alpy boli zasiahnuté počas strednej kriedy slabším vrásnením. Jeho prejavmi sú: malý alebo žiaden podiel spodnej kriedy na stavbe a hlavne miestami diskordantná pozícia vrchnokriedových sedimentov na staršom podklade. Za prejavy kriedového vrásnenia treba považovať i hieroglygy a laminácia vrchnej časti (alb-cenoman) súvrstvia fácie biancone napr. v údolí Piavy a silty s glaukonitom v albe, ako aj lokálne sa vyskytujúce polohy zlepencov s materiálom fácie biancone, prípadne regresívne zlepence (v Dolo-

mitoch). Podiel flyšových fácií v kriede je dosť obmedzený (mocný turónsenónsky karbonátový flyš a flyš pieskovcový pri Tolmine). Hlavným reprezentantom vrchnej kriedy v Južných Alpách je súvrstvie pestrých slieňov — scalia rossa dosahuje miestami mocnosti až 500 m. Táto formácia (turón — dan, v zmysle Vassoeviča kryptoflyš), dosť charakteristická pre orogenetické štádium, vyvíja sa niekde bez diskordancie zo slieňovcových fácií spodnej kriedy (oblasť Piavy), inde zas leží na rôznych členoch spodnej kriedy, prípadne jury. Severne od Tolmina začína scalia rossa na báze transgresívnymi zlepencami. Turónske globotrunkánové sliene v Savinských Alpách ležia diskordantne priamo na dachsteinských vápencoch (A. Ramovš 1967).

Výraznejšie vyvrásnenie Južných Álp sa uskutočnilo za periódy staropaleogénnej; molasová výplň ľubľanskej panvy sa začína strednooligocénnymi zlepencami. Pri formovaní štruktúrneho plánu Južných Karpát sa však výraznejšie uplatnilo i vrásnenie mladšie, hlavne staroneogénne.

d) Neskoro geosynklinálne štádium je charakteristické pre vnútorné zóny Álp, Karpát, Balkánu i dinaríd. V čase, keď sa vo vonkajšom pásme Karpát a Východných Álp formujú jednotky flyšového pásma a predhlbne, vo vnútorných zónach dochádza k vzniku panví. Tektonické pohyby sa tu prejavujú vlnami veľkého polomeru slabnúcimi s časom i so vzdialenosťou od pásiem vrásnenia. Založenie panví je výrazom uvoľňovacích pohybov s uplatnením vertikálnej zložky. Podľa veku založenia rozlíšili sme panvy: a) *poilýrsko-pyrenejské*; b) *posávske*; c) *poštýrske*; d) *pomoldavské*. Posledné spadajú už do štádia postgeosynklinálneho. Staršie panvy majú väčšinou priebeh štruktúr pozdĺžny, paralelný s priebehom starších podložných jednotiek a významných tektonických línií. Najstaršie sú najčastejšie naložené na mohutných poruchových zónach (hronské synklinórium, panvy rozložené z vnútornej strany pozdĺž bradlového pásma). Najstaršie panvy vypĺňa sčasti flyš, prípadne flyšoid, resp. turbiditná molasa; postupne však nadobúda prevahu molasový charakter. U niektorých panví v Západných Karpatoch (hlavne v posávskych) uplatňoval sa popri smeroch pozdĺžnych i smer priečny (T. Buday 1961). Viedenská panva vznikla na križovaní zlomov sz.—jv. smeru, oddeľujúcich Alpy od Karpát s pozdĺžnou líniou sv.—jz. oddeľujúcou blok Českého masívu od karpatského; východoslovenská na križovaní pozdĺžnych línií SZ—JV (Pecineaga a Szamos) a priečnych línií SV—JZ (balatónska) ku ktorým sa pripája i smer sj. (hornádsky).

Vývoj mnohých panví je zložitý a ich stavba je viacetážová; napr. vo Viedenskej panve možno odlíšiť štruktúrnu etáž posávsku (smeru V—Z) a poštýrsku (smeru SV až SSV). Východoslovenská panva má spodnú etáž (burdigal, karpat, tortón) smeru SZ a mladšiu etáž sarmat-pliocén. Vznikla teda posávsky, ale jej hlavný vývoj je poštýrsky. I vnútorné kotliny v Západných Karpatoch majú zlomovú kryhovú štruktúru, obyčajne tvorenú dvoma navzá-

jom priečnymi zlomovými systémami (významnejší je obyčajne pozdĺžny). Niektoré vznikli už v predsávskom období, ich najstaršia etáž je paleogénna, ďalšie sú posávske. Iné kotliny vznikli v štýrskej etape a pretrvávajú do pliocénu.

Každý zo segmentov alpíd má iný vývoj panví. Protipólom pestrosti vývoja panví v Západných Karpatoch je Balkán. Tu sú rozšírené hlavne poilýrske a popyrenejské panvy, miocénnych panví je málo. Veľmi zložitý vývoj panví zaznamenalo počnúc paleogénom Maďarské medzihorie (L. Körössy 1965). V štýrskej fáze bolo Maďarské medzihorie rozčlenené na sedem menších panví nezávisle subsidujúcich od seba, oddelených vyššie položenými blokmi. Oscilácia mora spôsobila prerušenie sedimentácie (medzi burdigalom a helvétom, helvétom a karpatom, spodným a vrchným tortónom, tortónom a sarmatom; K. Balogh—L. Körössy 1968), takže súvislejšie série sú len v bazénoch.

e) Posttektonické štádium nastupuje po ukončení vrásnivých procesov. Uvoľňovacie pohyby, ktoré v miocéne umožnili vznik panví, pokračujú i v pliocéne. Vznikajú nové, často superponované panvy. Pridružujú sa k nim však veľkovlnové zdvihy a poklesy rozsiahlych oblastí. Zvlášť výrazne sa prejavuje prehyb Maďarského masívu. Vznikajú depresie — transdanubijská Alföld s pliocénom až do 4000 m (K. Balogh—L. Körössy 1965). Postihujú i také segmenty, u ktorých je miocénna sedimentácia veľmi malá, napr. Balkán. Tu vznik panvy spadá do paleogénu. Hojné sú pliocénne panvy v dinaridách.

Tak v miocéne, ako aj v pliocéne majú pohyby vertikálny charakter a uplatňujú sa činnosťou synsedimentárnych zlomov a vznikom nových kotlín a vkleslín. V niektorých oblastiach však pozorovať i horizontálne pohyby, ktoré vytvorili rozsiahle brachyštruktúry napr. v salotvinskej kotline (zviazané s diapírovou tektonikou soľných telies), prešmyky horskej sústavy na pliocén pri severnej hranici zakarpatského vnútorného prehybu (M. J. Petraškevič 1968), dvojstranné presuny v Mecseku smerom k panvovej výplni (Gy. Wein 1969); pliocénne prešmyky i násuny sú zvlášť výrazné v severných Karavankách a Karnických Alpách s amplitúdou až niekoľko km.

Niektoré závery

1. *Štádiá* — Nepochybne jestvujú časové úseky silnejšej tektonickej aktivity, ktoré kontrastujú s periódami pokojnejšieho vývoja (H. Stille 1924). Pritom prejavy pohybov sa líšia kvalitatívne i kvantitatívne podľa vývojového štádia územia.

a) Zakladanie geotektonických zón v alpínskom systéme (vrchný karbón ? — perm — spodný trias) je často poznamenané prerastaním prvkov hercýn-

skeho systému do prvkov alpínskej geosynklinály. Táto náväznosť sa týka vzťahu tektonických jednotiek hercýnskych k sedimentačným pásmam alpínskym, vzájomného vzťahu formácií sedimentárnych i vulkanogénnych, ale i vzťahu pohybov dotvárajúcich hercýnsky systém k pohybom vytvárajúcim základy novému systému alpínskemu. Vzťahy sú rozdielne napr. v jednotlivých areáloch Západných Karpát a v jednotlivých geotektonických zónach; závisia od charakteru uzatvárania hercýnskeho cyklu a od rozsahu hercýnskeho vrásnenia. Sú to pohyby uvoľňovacie, sprevádzané zakladaním sedimentačných trogov obmedzených hlboko siahajúcimi zlomami (hlavne v zónach s nezavŕšeným hercýnskym cyklom).

b) V štádiu pokojnej karbonatickej sedimentácie (stredný trias — vrchná jura) pokračuje formovanie sedimentačných trogov a prahov resp. kordilier vyvolané sčasti azda uvoľňovacími pohybmi. Sčasti (hlavne v jure) sa uplatnili i vrásnivé pohyby veľkého polomeru zakrivenia, na čo poukazujú i systémy puklín a diskordancie späté hlavne so starokimerskou zónou. Zväčša ide o prejavy, ktoré H. Stille hodnotil ako epeirogenetické. Výraznejšie prejavy účinkov tektonických fáz majú len lokálny charakter.

c) Odlišné (zväčša kompresné) pohyby, a to nielen rozsahom, intenzitou prejavu, ale i kvalitou boli pri formovaní tektonických štruktúr a tektonických jednotiek. Ich tektonické formovanie je často procesom viacaktným, zatiaľ obyčajne bez bližšieho časového určenia jednotlivých prejavov. Ak k tomu pridáme časové zmeny v pozdĺžnom smere, fáza sa javí ako časove nerovnomerná. Od fáz vrásnenia viac-menej upúšťame, v orogenetickom štádiu nahradzujeme ich vrásnivými periódami, kategóriami širšieho časového rozpätia. Fázové uplatnenie sa pohybov zdá sa byť zreteľnejšie v predorogénnych periódach, najmä však v periódach poorogénnych, hlavne pri procesoch alternujúcich vrásnenie a pri procesoch odrazových. Nejde však o vrásnivé fázy, ale o fázy nepokoja a vývojových zvratov.

V alpínskom cykle Álp, Karpát, Balkánu a dinaríd sú tieto vrásnivé periódy: kriedová (austricko-subhercýnska), staropaleogénna — laramsko-ilýrsko-pyrenejská, staroneogénna — sávsko-štýrska. Niektoré fázy na seba nadväzujú, prelínajú svojimi prejavmi. Plne sa však potvrdzuje správnosť myšlienky H. Stilleho o periodickom charaktere vrásnenia, o jeho rôznych prejavoch v rôznych úsekoch a rôznej intenzite. V zónach nezasiahnutých vrásnením sa paroxyzmus odráža v prerušení sedimentácie, v transgresiách a regresiách, v prínose materiálu, v zmene smeru prúdenia, v prestavbe paleogeografického obrazu, v oživení zlomov pri okrajoch kordilier a v lokálnych diskordanciách.

d) V štádiu neskorotektonickom sa spočiatku uplatňujú ešte kompresné pohyby, s časom i vzdialenosťou od pásiem vrásnivých procesov však slabnú. Sú to pohyby vyvolávajúce zväčša vznik pozdĺžnych vrás veľkého polomeru, často sprevádzaných zlomami najprv prešmykového typu, neskôr uvoľňo-

vacími. Vytvárajú sa kotliny — spočiatku tzv. včasné, neskôr, keď sa uvoľňovacie pohyby uplatňujú i v priečnych smeroch, vznikajú kotliny vnútorné, navzájom izolované.

e) V štádiu posttektonickom hlavnú úlohu zohrali sceľovacie veľkovlnové zdvihy ev. poklesy rozsiahlych oblastí. Miestami, na hranici veľkých tektonických elevácií s malými kotlinami sa uplatnili kompresné pohyby s násunmi starších jednotiek na mladšiu panvovú výplň.

Kvalitatívna odlišnosť tektonických pohybov v rôznych štádiách vývoja jednotlivých oblastí, spätosť typov formácií s typmi pohybov, premiestňovanie osi geosynklinály v náväznosti na prejavy vrásnenia i polarita vrásnenia — to všetko naznačuje spätosť vrásnenia s procesmi odohrávajúcimi sa v hĺbke. Charakter podložia, zvlášť jeho mobilita, je teda výrazným činiteľom pri vrásnení.

2. *Intenzita vrásnenia alpíd* je veľmi rozdielna nielen v jednotlivých segmentoch (obr. 1), ale i v ich jednotlivých častiach a jednotkách.

Kriedové vrásnenie postihuje intenzívne vnútorné zóny Východných Álp, Západných Karpát a Východných Karpát, Apusín, vytvára v nich i príkrovy. Výrazne, ale bez príkrovov, je ním postihnutý i východný a stredný blok Balkánu a vnútorné jednotky Južných Karpát (suprageticum, geticum), Mecsek, Vilany, Bükk. Iba slabo sú ním postihnuté jednotky vnútorných dinaríd a transdanubijské mezozoikum.

Staropaleogénna (laramsko-ilýrsko-pyrenejská) vrásnivá perióda postihuje veľmi intenzívne (s príkrovovou stavbou) rajóny vnútornejších alpíd, nezasiahnuté alebo len slabšie kriedovým vrásnením. Kriedové a paleogénne vrásnenia sa totiž často priestorove zastupujú. Intenzívne prejavy možno konštatovať vo vnútorných i centrálnych dinaridách, v helenidách, v západných sektoroch Álp (penninicum), v murešskej synklinále a v Južných Karpatoch (dokonca i s príkrovmi ako getický), vo východnom bloku balkaníd. Naložený charakter značnej intenzity malo toto vrásnenie i v strednom a východnom bloku balkaníd. Slabší naložený charakter dotvárajúci štruktúrny plán kriedový malo staropaleogénne vrásnenie v Severných Vápencových Alpách a vo vnútorných zónach Východných Karpát. Pozoruhodná je absencia tohto vrásnenia v Maďarskom medzihorí s priľahlými oblasťami včítane Apusín, a v podstatnej časti Vnútorných Karpát i v zóne Drávy a azda i v centrálnych Alpách.

Staromiocénne (sávsko-štýrske) vrásnenie postihlo intenzívne (s príkrovovou stavbou) flyšové pásmo Karpát i Východných Álp a vonkajšie jednotky Dinaríd. Pozoruhodný je jeho malý dosah v Južných Karpatoch a žiaden na Balkáne.

3. *Tektonické jednotky* považujeme za základné elementy sústavy štruktúrno-tektonických veličín. Väčšina tektonických jednotiek je

totiž typická pre ten-ktorý segment. Každá z nich v svojom obsahu odráža vplyvy lokálne i vplyvy regionálnejšieho charakteru, závislé od postavenia pôvodného priestoru v geosynklinále; má v sebe zahrnutú predvrásnivú históriu. S jej pôvodným priestorovým postavením však súvisí i typ jej tektonického sformovania a jej tektonické postavenie, ktoré jej vtlačili vrásnivé procesy. Každý segment má iný súbor a iné vzťahy tektonických jednotiek ako dôsledok inej členitosti, iného vývoja ale i iného časového rozloženia a inej intenzity vrásnivých pohybov. Inými slovami: rozdielne priestorové rozloženie a rôzna intenzita jednotlivých období vrásnenia sú príčinou rozdielneho veku ale i geotektonického a štruktúrneho charakteru tektonických jednotiek. Podľa veku a intenzity vrásnivých procesov rozlíšili sme pri zostavovaní tektonickej mapy v alpidách tieto kategórie jednotiek (obr. 2):

a) Včasne alpínske, možno už mladokimerské s vrásnením laramským: jednotky sakarská a strandžanská a jednotky pri j. okraji Rodopského masívu;

b) Jednotky kriedové: zóna Drávy, unterostalpín; (?)., vnútrokarpatské — juhogemeridná, severogemeridná, chočská, krížňanská, tatridná; apusínske — Ariesani, Codru-Moma, Bihor; Maďarské medzihorie a jeho okraje — transdanubijská, Bükk, Villany, Mecsek.

c) Jednotky kriedové postihnuté slabším vrásnením paleogénnym (často sunuté hromadne): jednotky Severných Vápencových Álp — oberostalpínske; manínska jednotka v Západných Karpatoch, vnútorné jednotky Východných Karpát — transylvánske a bukovinské príkrovy.

d) Jednotky kriedové a paleogénne s hlavným vrásnením paleogénnym, ale s pomerne silným vrásnením kriedovým: vnútorné jednotky južno-karpatské: géticum — Golubac Penkovo, Kučaj; murešské jednotky, Stredohorie na Balkáne. Osobitnú podskupinu tvorí Predbalkán; na rozdiel od predchádzajúcich jednotiek paleogénne vrásnenie je u neho slabšie a neskoršie, až včasne pyrenejské.

e) Jednotky paleogénno-kriedové zasiahnuté slabším vrásnením kriedovým s hlavným vrásnením paleogénnym: pieninikum, grestenské bradlové pásmo, Ceahlau vo Východných Karpatoch, južnokarpatské jednotky — Severín — Kraina, danubicum — Poreč—Miroč. V dinaridách sú to jednotky vardarskej zóny a vnútorná skupina dinárskych jednotiek: jednotky ofiolitovej a centrodinarskej zóny, vnútorné jednotky heleníd Korab (pelagonikum) a Mirdita (subpelagonikum). Do tejto skupiny zahrňujeme i jednotky Južných Álp, ktoré však boli zasiahnuté i vrásnením mladším, staroneogénnym.

f) Jednotky viackrát intenzívne vrásnené, hlavne v kriede a v neskorších procesoch: Kotlenská na Balkáne, naposledy zasiahnutá pyrenejským vrásnením: bradlové pásmo Karpát vyvrásnené neskoro kriedovým a sávskym vrásnením.

Jednotky vrásnené v priebehu dvoch období sú štruktúrne viacetážne. Vrchná etáž má spravidla charakter naložených štruktúrnych foriem. Zvlášť výrazné sú formy žľabové; timocký a stredohorský prehyb sú najrozsiahlejšie. Na kriedových jednotkách, ktoré neboli zasiahnuté intenzívnejším neskorším vrásnením sa vytvorili v tektonicky aktívnejších zónach naložené výrazne diskordantné neskorotektonické štruktúry — včasné depresie, pozdĺžne orientované štruktúry vyplnené flyšom: centrálnokarpatský a transkarpatský, ale i štruktúry priečne orientované (Ostreni v Albánsku), prípadne i s karbonatickou molasou za prítomnosti fácií flyša — Promina na Visokom Krši. V zónach tektonicky stabilnejších (Maďarský masív, Apusiny, južné oblasti vnútorných Karpát, Centrálne Alpy) sa formovali už vo vrchnej kriede a v paleogéne posttektonické štruktúrne formy — včasné vnútorné depresie vyplnené včasnou, resp. karbonatickou molasou.

g) Jednotky paleogénne, ilýrsko-pyrenejské sa nachádzajú v dvoch areáloch: v západnom bloku Predbalkánu a Balkánu (Stará planina), kde sa kriedové vrásnenie neodrazilo vo formovaní štruktúr ani vo výraznejších prerušeniach sedimentácie. Tieto oblasti sú postihnuté včasným vrásnením paleogénnym, azda ilýrskym. Za ilýrskeho, sčasti včasne pyrenejského vrásnenia sa vytvorila i ludokamčijská jednotka vo vrchnom bloku Balkánu. V dinaridách „stredné jednotky", Visoki Krš, Budva—Zukali—Krasta—Pindos sú staropaleogénne, resp. pyrenejské, sčasti zasiahnuté i neskôr.

h) Pyrenejsko-sávske jednotky sa vytvorili vo flyšovom pásme V. Álp včítane helvetika. Zaraďujeme medzi ne magurskú jednotku vonkajších Západných Karpát. Tá však bola výraznejšie postihnutá i za neogénneho vrásnenia. V dinaridách patria vekove do tejto skupiny dalmatínske vrásy (Učka) a Kruja—Gavrovo. Ich podstatnú časť budujú popri flyši i staršie vápencové komplexy.

ch) Sávsko-staroštýrske jednotky predstavujú predovšetkým tzv. strednú skupinu príkrovov flyšového pásma Karpát: predmagurská, dukelská, predukelská, rachovská — Curbicortale, Čierna hora—Audia, sliezska, ždánicko-podsliezska. Do tejto skupiny zaraďujeme i jednotky vonkajších dinaríd, Jónsku a Sazan. Jónsku buduje hlbokomorskejší vápencový komplex, flyš, i včasná molasa (šlír) a Sazan, plytkovodné vápencové komplexy.

i) Sávsko-mladoštýrske jednotky sú rozložené pri vonkajšom okraji flyšového pásma Karpát. Ich podiel narastá k východu: pouzdřanská, skolská — skibová, Tarcau, Unite marginale. Do tejto skupiny zaraďujeme subalpínsku molasu.

j) Osobitným genetickým typom tektonických jednotiek sú čelné predhlbne. Vytvárajú sa v posledných štádiách vyvrásňovania so slabnúcou intenzitou v predpolí vrásnenej sústavy. Vypĺňa ich molasa. Vo Východných Karpatoch sa čelná predlhlbeň štruktúrne diferencuje na zónu vnútornú — staršiu,

ktorá je sčasti alpínsky zvrásnená mladoštýrsko-moldavským vrásnením vo Východných Karpatoch a rodansko-valaským vrásnením v Južných Karpatoch, a na zónu vonkajšiu, epiplatformnú. V dinaridách má čelná predhlbeň naložený charakter na synklinálach jónskej zóny a bola založená vrásnením pred vrchným helvétom (J. Aubouin—J. Ndojaj 1964; J. Bicoku—A. Papa 1970).

4. *Polarita* je charakteristickým znakom vývoja geosynklinály i vrásnenia (J. Aubouin 1964). Naše skúsenosti však poukazujú na značné rozdiely hlavne v prejave orogenetickej polarity v jednotlivých segmentoch alpíd (obr. 3). U niektorých je veľmi výrazný postup vrásnenia od zón vnútorných k vonkajším. Typickým prípadom sú dinaridy; vnútorné zóny vykazujú laramsko-ilýrske vrásnenie, centrálne zóny neskoroilýrske a pyrenejské vrásnenie a vonkajšie zóny sávske, resp. sávsko-staroštýrske vrásnenie. I pri jestvovaní migračnej orogenetickej vlny priestorový dosah jednotlivých vrásnivých períód hlavne staropaleogénnej v dinaridách je značný a to v prejavoch vrásnivých a i v prejavoch „odrazových". V neskorotektonickom štádiu sa však polarita vytráca. Molasový žľab sa nevytvára v čele flyšových štruktúr, ale je na ne naložený (hlavne v jónskej zóne a sčasti v zóne Kruja). U najvonkajšej jednotky Sazan chýba dokonca už i flyš.

Odlišným typom i v prejave orogenetickej polarity je Balkán, kde tak kriedový (s výnimkou západného bloku), ako i staropaleogénny paroxyzmus postihujú celé územie. I tu sa však polarita prejavuje v menšom predstihu vrásnenia vo vnútorných zónach, kde možno hovoriť o orogenetickej polarite v rámci vrásnivej periódy. V Západných Karpatoch môžeme o výraznej polarite hovoriť oddelene v každom z dvoch geosynklinálnych systémov — vo vnútorných Karpatoch vyvrásnených za kriedovej periódy i vo vonkajších Karpatoch vyvrásnených za sávsko-štýrskej periódy. Je to polarita vrásnivých períód.

Vo vnútorných Karpatoch je výrazné narastanie podielu mladších členov s pribúdaním diastrofických fácií smerom k vonkajšku (pozri str. 271) a i pri uplatnení sa viacerých vrásnivých aktov v celom rozsahu interníd treba pripustiť postupnosť intenzívnej vrásnivej vlny od vnútorných zón k vonkajším. V dôsledku toho bradlové pásmo bolo postihnuté výraznejšie až za vrchnokriedovej subperiódy. Vo vonkajších Karpatoch zmladzovanie najmladšieho člena smerom k vonkajšku súvisí i s uplatnením orogenetickej polarity, v dôsledku čoho sa skupina vnútorných jednotiek externíd vytvorila v podstate už za sávskej subperiódy, stredná skupina flyšových jednotiek je sávsko-staroštýrska a vonkajšia skupina flyšových jednotiek sávsko-mladoštýrska (pozri str. 272—273). Zvlášť výrazná je pre Západné, najmä však pre Východné Karpaty náväznosť časová a priestorová medzi flyšovým pásmom a čelnou predhlbňou. Flyšové fácie vo vonkajšej časti externíd postupne prechádzajú

v molasu, tá sa však rozvíja prevažne v čelnej predhlbni, a to najprv len vo vnútornej zóne, založenej v spodnom miocéne a vyvrásnenej v procese mladoštýrskom a mladšom, a neskôr aj v zóne vonkajšej, založenej v tortóne a postihnutej v južných častiach slabnúcimi pohybmi neskoroneogénnymi. Vo Východných Alpách, hlavne v ich západnom úseku je polarita menej výrazná ako v Západných Karpatoch. Charakteristické je v nich vytrácanie časovej a priestorovej náväznosti molasy na flyšové pásmo. Medzi flyš geneticky zviazaný s peninikom a molasu sa vkliňuje pásmo helvetika, ktoré sa smerom na Z rozširuje.

5. *Priestorové rozloženie jednotlivých období vrásnenia umožňuje členiť geosynklinálny systém.* Priestorové oddelenie kriedového a sávsko-štýrskeho systému je základom rozdelenia Západných Karpát na vnútorné (internidné) — kriedové a vonkajšie (externidné) — sávsko-štýrske. Spája ich len úzka bradlová zóna zvrásnená za oboch období vrásnenia a azda postihnutá sčasti i ilýrsko-pyrenejským vrásnením.

Vo Východných Alpách i vo Východných Karpatoch je táto dvojčlenitosť narušená zásahom ilýrsko-pyrenejského vrásnenia, ktoré postihlo vonkajšiu časť interníd a zviazalo ich s externidmi. Smerom k západnejším segmentom Álp i k južným Karpatom sa dvojdielnosť systému vytráca zmenšením významu kriedového i sávsko-štýrskeho vrásnenia; základným vrásnením je tu staropaleogénne.

Priestorové prekrývanie sa vrásnenia kriedového a paleogénneho na Balkáne (s výnimkou západného bloku vyvrásneného iba za ilýrsko-pyrenejského vrásnenia) je príčinou toho, že členenie na staršie (externidné) a mladšie (internidné) jednotky je tu neopodstatnené.

6. *Geotektonické postavenie flyšu.* Charakteristickou črtou flyša je popri jeho sedimentologických vlastnostiach i jeho osobitné postavenie v histórii vrásovej sústavy, jeho vzťah k vrásnivým procesom; preto sa dosť všeobecne považuje za orogénnu formáciu. Názor o flyši ako predchodcovi vrásnenia v čase a priestore, prípadne ako formácie zviazanej s orogenézou vnútorných zón (J. Aubouin 1964) si však žiada doplnenie. V rozsahu Karpát, Balkánu a dinaríd prichodí totiž rozlíšiť podľa vzťahu k vrásneniu niekoľko typov flyša.

a) Flyš-predchodca vrásnenia: predstavuje najvrchnejší člen sedimentárnej sekvencie. Spočíva spravidla bez prerušenia na sedimentoch predflyšového štádia. Sám je bezprostredne predtektonický. Tento typ je zvlášť rozšírený v dinaridách, kde prakticky každá z tektonických jednotiek končí pred svojím zvrásnením flyšom. Pri polarite vrásnenia možno tu sledovať od vnútornejších jednotiek k vonkajším stále mladší flyš; vo vnútorných dinaridách je flyš maastricht-danský, vo Visokom Krši, Budva—Zukali—

Krasta maastricht-eocénny, v príkrove Učka a v Kruja—Gavrovo priabón-oligocénny, v jónskej zóne vrchnoeocénny až spodnomiocénny.

V Južných Karpatoch je flyš vrchnokriedový (pred periódou laramsko-ilýrskou); na Balkáne (stredný a východný blok) je flyš titón-spodnokriedový a spodno-strednoeocénny, predchádzajú vrásnenie strednokriedové a včasne pyrenejské; vnútorné jednotky Západných Karpát (krížňanská, tatridná) majú flyš strednokriedový bezprostredne predchádzajúci kriedové vrásnenie podobne ako v internidných jednotkách Východných Karpát (transylvánske príkrovy a bukovinské príkrovy), v Apusinách (Codru-Moma a Bihor) i vo Východných Alpách (frankenfelský príkrov). Ide často o karbonatický flyš, prípadne flyš s polohami karbonátov, završujúci karbonatické štádium.

b) Zložitejší je flyšový komplex pozostávajúci z dvoch i viac flyšových sekvencií — predzvestovateľov sprevádzajúcich i predchádzajúcich viaceré vrásnivé paroxyzmy. Jednotlivé flyše sú vzájomne oddelené diskordanciami, príp. neflyšovým, málo mocným súvrstvím. Keďže ide hlavne o zóny vysokej tektonickej aktivity, odráža sa to i v pestrosti typov flyša. V murešskej a vardarskej zóne je flyš spodnokriedový, sčasti i titónsky a vrchnokriedový; v ludokamčijskej na Balkáne flyš spodnokriedový, vrchnokriedový i spodnopaleogénny. K tomuto typu treba zahrnúť i flyše západokarpatského bradlového pásma, stredno- ale i vrchnokriedové a paleogénne. Pestrosť flyša zvýrazňujú neflyšové (predorogénne) fácie Scaglia rossa couches rouges či púchovské sliene — kryptoflyš v zmysle Vassoeviča; miestami je rozšírený i typ heterogénneho a vulkanogénneho flyša.

c) Flyšová zóna Karpát a Východných Álp má osobitný typ flyša sformovaný v svojskej dlhotrvajúcej geosynklinále, založenej s nástupom prvých jurských pyroxyzmov na platforme; vyvrásnený bol v neskorších treťohorných vrásnivých periódach. Príznačné pre ňu je, že prežíva intenzívnu sedimentáciu počas vrásnení kriedových bez toho, aby sa v nej uplatnili výraznejšie vrásnivé procesy.

Odrazom vrásnivých paroxyzmov sú predovšetkým zmeny typov flyša ako dôsledok zmien paleogeografického obrazu sedimentačného priestoru. V prvom štádiu titón-spodná krieda je sedimentácia málo pestrá, neskôr faciálne diferencovaná v smere vertikálnom i horizontálnom, podľa jednotlivých zón. Hojný je flyš drobnorytmický a pieskovcový, v niektorých zónach sú však i fácie kryptoflyšové, typické pre vrásnivé štádium; takým je hlavne fácia couches-rouges. V záverečnom štádiu je hojný neskorý flyš s prechodom do flyšoidov, resp. molasoidov s postupnou stratou znakov flyša. Je geneticky zviazaný so vznikajúcou molasou.

d) Flyšové žľaby založené už v titóne, t. j. s nástupom kriedového paroxyzmu v alpidách, vystriedali karbonatické fácie a až neskoršie boli vyvrásnené (Predbalkán, stredný blok; Lužnička zóna; bosniacky žľab v dinaridách).

e) Flyš stvárnený medzi dvoma vrásneniami (najčastejšie ako predzvestovateľ vrásnenia mladšej periódy) vyplňujúci depresie na štruktúrach vytvorených starším vrásnením. Napr. paleocénny flyš v Severných vápencových Alpách završuje súbor fácií premenlivých v smere horizontálnom a vertikálnom (nechýbajú fácie molasového typu). K tomuže typu možno pričleniť i flyšové fácie v rozsiahlych pozdĺžnych naložených zónach v timockom priekope Južných Karpát a v Stredohorí na Balkáne.

f) Flyš neskorotektonický — paraflyš (v zmysle Contescu 1964) vytvorený vo včasných vnútorných depresiách, výraznejšie nezasiahnutý vrásnením. Jeho prototypom je flyš centrálnokarpatský. Flyšový charakter komplexov mizne úmerne so vzdialenosťou od flyšového pásma vonkajších Karpát, ktorému vytvára akési zázemie. Ide prevažne o flyš s. s. sprevádzaný v podloží a pri okrajoch komplexmi karbonatickej molasy (R. Marschalko 1968). Analogický je i flyš transkarpatský. Jeho tektonický postih sa zmenšuje smerom do vnútra, teda od flyšového pásma vonkajších Karpát, na ktoré nadväzuje nielen paleogeograficky, ale i tektonicky. Je to flyš prívesný k flyšovému pásmu vonkajších Karpát viac-menej len s odrazom vrásnenia. V mnohom analogicky je i flyš bazénu Ostreni v albanidách, naväzujúci na mocný flyš zóny Krasta (T. Bicoku—A. Papa 1968).

g) I keď nie hojne, nájdu sa v alpidách, hlavne v triase ale i v jure, i flyšové fácie ako medzičleny vápencových sekvencií tzv. pseudoflyš (L. R. Contescu 1964). Sú vyvrásnené neskoršie, t. j. spolu s podložnými i nadložnými vápencovými fáciami. Príkladom sú spodnokarnické lunzské vrstvy v lunzskom príkrove Východných Álp a v chočskom príkrove Západných Karpát, prípadne aniský flyš v jednotke Budva v dinaridách, vrchnotriasový flyš v zóne Kotlen na Balkáne, spodnodogerský flyš v bradlovom pásme Západných Karpát. Takéto flyše sú viazané na tektonicky najaktívnejšie zóny. V mnohých prípadoch nejde o fáciu „podružnú", ale do značnej miery určujúcu charakter čiastkovej jednotky. Napr. v Západných Karpatoch lunzské vrstvy charakterizujú bielovážsku čiastkovú jednotku chočského príkrovu, ktorá počas triasu mala charakter tektonicky aktívneho žľabu.

Veľkú zložitosť vývoja a stavby Západných Karpát zvýrazňuje zastúpenie takmer všetkých uvedených typov flyša, takže možno v tom smere hovoriť o komplexnosti.

Do tlače odporučil Z. Roth

LITERATÚRA

[1] Andrusov D. — Bystrický J., 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. sborník X/2, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1960: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. Geol. Rdsch. 50, Stuttgart. — [3] Andrusov D., 1963: Les principaux plissement alpins dans le domaine des Carpathes occidentales centrales. Geol. sbor. 15 (2), Bratislava. — [4] Andrusov D., 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten, Bratislava. — [5] Aubouin J., 1964: Geosynklines, Amsterdam. — [6] Aubouin J. — Ndojaj J., 1964: Regard sur la géologie de l'Albanie et sa place dans la géologie des Dinarides. Bull. Soc. géol. de France (7) VI, Paris. — [7] Balogh K. — Körössy L., 1968: Tektonische Karte Ungarn Masstab 1 : 1 000 000. Acta Geol. Hung. 12, 1—4, Budapest. — [8] Beck — Mannagetta P. — Prey S., 1964: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich 1 : 1 000 000 Ausgabejahr., Wien. — [9] Bicoku T. — Papa A. et all. 1970: Carte tectonique de l'Albanie 1 : 500 000, Tirana. — [10] Blanchet R. — Cadet J. P. — Charvet J. — Rampnoux J. P., 1969: Sur l'existence de l' important domaine de flysch tithonique-cretacé inferieur en Jougoslavie l'unite de flysch bosniaque. Bull. Soc. geol. de France (7) XI, Paris. — [11] Bleahu M. — Patrulius D. et all. 1967: Note explicative. Carte geologique 1 : 1 000 000. Respublique soc. de Roumanie, Bukuresti. — [12] Bončev E., 1966: Revue génerale de la structure géologique de la Bulgarie. Bull. of the „Straš. Dimitrov" institute of geology. Vol. XV, Sofia. — [13] Bončev E., 1971: Übersicht der alpidischen orogenetische Bewegungen im tektonischen Bau Bulgariens. (Prednáška na Tektonickej komisii KBA v Juhoslávii.) — Manuskript. — [14] Brunn J. H., 1960: Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogenese alpine. Compte rendu somm. et Bull. de la Soc. géol. de France VII. serie I, II, Paris. — [15] Buday T., 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. Geol. Práce 60, Bratislava. — [16] Codarcea Al. — Papp Gr., 1969: Elementes geosynclinaux mesozoiques dans le domaine gétique des Carpates meridionales. Acta geol. Acad. Scient. Hung. Tom. 14, Budapest. — [17] Codarcea Al. — Raileanu et all., 1961: Aperçu sur la structure géologique des Carpates meridionales entre la Danube et l'Olt. Asociation géol. Carpato-Balquanique — V. Congres. Quide des excursions C-Carpates méridionales, Bukurest. — [18] Contescu L. R., 1964: Essai de classification des Flysches et des molasses. Rocznik pol. Tow. geolog. t XXXIV r. 1964, Krakow. — [19] Cúlova V. — Andrusov D., 1964: Precision de l'age de la formation des nappes de recouverement des Karpates occidentales centrales. Geol. sborník XV, 2, Bratislava. — [20] Čirič B., 1962: Le development des Dinaride Jougo-sloves pendant le cycle alpin. Livre jubilaire a la mémoire de P. Fallot. t II, Paris, (1960—63). — [21] Čirič B., 1963: Fliševi i molase alpskog ciklusa u Dinaridima. Sedimentologija 2/3. Zov. za geol. i geof. istr. Beograd. — [22] Čorna O. — Ilavská Ž., 1962: Nález permských sporomorf v Malých Karpatoch — Geol. sborník XIII/2, Bratislava. — [23] Debelmas J., 1963: Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Geol. Rundschau (53: 133). Stuttgart. — [24] Dimitrievič M., 1970: Structure de terains paléozoiques d'Ivanjica (Serbie, Jougoslavia). Bull. Soc. géol. de France (7) XI/6, Paris. — [25] Dumitrescu J. et all., 1962: Mémoire a la carte tectonique de la Roumaine. Anuarul comitetului geologic institutul geologic. vol. XXXII, Bukuresti. — [26] Fülöp J., 1961: Formations crétacées de la Hongrie. Annales inst. geol. Hung. XLIX/3, Budapest. — [27] von Gaertner H. R., 1969: Zur tektonischen und magmatischen Entwicklung der Kratone. Beih. geol. Jb. 80, Hannover. — [28] Grubič A., 1967: Glavnija geološka literatura za istočnu Srbiju. Geološki pre-

gled Karpato-balkanito istočne Srbije. Karpato-balkanska geološka asocijacja, VIII. Kongres, Beograd. — [29] Kantor J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologických výskumov veporidného kryštalinika. Správy 19, Bratislava. — [30] Körössy L., 1965: Geologischer Bau der Ungarischen Becken. Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien—Hannover. — [31] Maheľ M., 1957: Geologie des Stratena Gebirges. Geol. práce, 48b, Bratislava. — [32] Maheľ M., 1963: Charakteristische Züge der Westkarpaten — Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. Jahrbuch geol. Bundesanstalt Bd. 106, H 2, Wien. — [33] Maheľ M., 1963: Folding Phases and Formations of the West Carpathian Mesozoic. Geol. Práce 28, Bratislava. — [34] Maheľ M., 1966: Osnovnyje čerty strojenija Zapadnich Karpat. Geotektonika 5, Moskva. — [35] Maheľ M. et all. 1967: Regionální geologie ČSSR II — Západní Karpaty 1, Praha. — [36] Marschalko R., 1968: Facies distributions paleocurents and paleotectonic's of the paleogene Flysch of Central West-Carpathians. Geol. sborník — Geol. carpatica XIX/1, Bratislava. — [37] Matějka A.—Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrales et des regions avoisinantes. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knihovna St. geol. úst. sv. 13A, Praha. — [38] Mercier J., 1960: Zone pélagonienne et zone der Vardar en Macédonie grecque. Compte rendu somm. et Bull. Soc. géol. de la France. Paris. — [39] Milovanovič B.—Čirič B., 1968: Geološka Karta SR Srbije 1 : 200 000, Beograd. — [40] Nemčok J., 1971: Prejavy ilýrskej fázy vrásnenia vo flyši východného Slovenska. Geol. práce, Správy 56, Bratislava. — [41] Oberhauser R., 1968: Beiträge zur Kentniss der Tektonik und der Paläographie während der Oberkreide und dem Paleogen im Ostalpenram. Jahrb. geol. Bundesanst. Bd. 111, Wien. — [42] Patrulius D.—Stefanescu M.—Papa E.—Popescu I., 1968: Geology of the Inner zonnes of the Carpathian bend. Quide to excursion 50 AC, Praha. — [43] Petraškevič M. J., 1968: Geologičeskoje strojenie i neftegasonosnosti Zakarpatskoho vnutrennoho progiba. Trudy Ukr. NIGRI b. 21, Moskva. — [44] Plöchinger B., 1953: Der Bau der südlichen Osterhorn-gruppe und die Tithon — Neokomtransgression. Jhr. geol. B—A. 96, Wien. — [45] Plöchinger B., 1960: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (N— Ö). Verh. geol. B. A., Wien. — [46] Prey S., 1968: Probleme im Flysch der Ostalpen. Jahrb. geol. Bundesanstalt. Bd. 111, Wien. — [47] Ramovš A., 1967: Erster Nachweis der Kreide Schichten im Gebirge Savinjske Alpe. Nordwest Jougoslavien. Bull. Sc. Sect. A. 9—10, Zagreb. — [48] Rampnoux J. P., 1969: Sur la géologie de Sondjuk vuise en evidence de la nappe du Pester (confins serbomontenegrins, Jougoslavie). Bull. Soc. géol. de France. (7) XI, Paris. — [49] Roth Zd. 1966: Stáří a povaha mezozoických a terciérnych tektonických pohybů v československých vnějších Západních Karpatech, Časopis pro mineralogiu a geologiu. Ročník 11,/2 Praha. — [50] Roth Zd., 1963: Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den mährisch-schlesischen Beskiden und der mährischen Porte. Mitteilungen Bd. 56/2 Wien. — [51] Roth Zd., 1964: Die Tektonik des Westabschnittes der äusseren Karpaten in des ČSSR. Zeitschrift d. D. geol. Ges. Bd. 116/2 Berlin — Hannower. — [52] Roth Zd., 1970: Alpine remobilization in the West Carpathians of Czechoslovakia. Věstník ÚÚG 45, Praha. — [53] Sandulescu M., 1967: La nappe de Haghimas — une nouvelle nappe de decollement dans les Carpates orientales. Assoc. géol. Carpato-balkanique VIII. Kongres, Beograd. — [54] Sandulescu M., 1971: Sur le heterogenisme des Phases tectogéniques alpines dans les zones internes der Karpates roumaines (Pozri simpozijum o orogenim fazama u prostoru alpske Europa, Beograd). — [55] Sikošek B.—Grubič A.—Čirič B. et all. 1967: The geological problemes of Dinarides. Carpatho-balcan geological association. VIII. Kongres, Beograd. — [56] Sikošek B.—Medwenitz W., 1965: Die

neuen Daten zur Facies und Tektonik der Dinariden. Zeitschrift deutsch. geol. Gess. Jahrg. 1964, Wien—Hannover. — [57] Spengler E., 1927: Über die von H. Stille in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. C bl. Miner. etc., B., Stuttgart. — [58] Stevanovič P.—Andelkovič M. et comp. 1967: A geological survey of the East-Serbian part of the Carpatho-Balkan Arch. (Stratigraphy, Tectonic and Magmatism). Carpato-Balkan Geological Associations. VIII. Kongress, Beograd. — [59] Stille H., 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin. — [60] Stille H., 1953: Der geotektonische Werdegung der Karpaten. Beih. zum geolog. Jhrb. 8, Hannover. — [61] Szentes F., 1964: in Bogdanov A. A.—Muratov M. V.—Schatskij N. S.,: Tectonique de l'Europe. Notice explicative pour la carte tectonique international de l'Europe en 2 500 000, Moskva. — [62] Šikora W., 1970: Tektoniskie facji v polskich flyšovych Karpatoch. (Pozri simpozijum o orogenim fazama u prostoru alpske Europe, Beograd). — [63] Tollmann A., 1966: Die alpidischen Gebirgsbildung-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotektonische Forschungen 21, Stuttgart. — [64] Trümpy et all., 1970: Aperçu géneral sur la géologie des Grisons. Compte rendu sommaires des séances de la société géologique de France, Paris (1969). — [65] Tzankov Tz. V., 1963: Über Stratigraphie der kretazischen Ablagerungen (Karpatischer Typus in Kula-Gebiet (Nordwestbulgarien). Karpat. Balk. geol. Ass. V. Congr. III/2, Bucuresti. — [66] Wein Gy., 1969: Tectonic review of the neogene — covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. Sc., Hungaricae. T 13, Budapest.

MICHAL MAHEL

FOLDING PROCESSES IN THE ALPIDES

(Summary of the Slovak text)

1. It is without doubt that time sections of higher tectonic activity existed, contrasting with periods of calmer development (H. Stille 1924). Manifestations of movements are different from each other in quality and quantity according to development stage of the geosyncline in one or another area. Most distinctly were these differences in stages manifested in the Alpides in the time of the Alpine cycle.

a) The stage of foundation of geotectonic zones on the inner side of the Alpine system (Upper Carboniferous ? — Permian — Lower Triassic) is mainly marked by overgrowing of the Hercynian system into the Alpine geosynclines in many areas. This linking up concerns relation of the Hercynian tectonic units to Alpine zones of sedimentation, relation of sedimentary and volcanogenic formations and also of movements accomplishing the Hercynian system and other movements forming foundations of the new Alpine system. Relations are different in individual areas in the West Carpathians and individual geotectonic zones, dependent on the character of termination of the Hercynian cycle, on the reach of intensity and character of Hercynian folding. However, releasing movements are concerned, accompanied by foundation

of sedimentation troughs bordered by deep-reaching faults (mainly in zones with unaccomplished Hercynian cycle).

b) In the stage of calm carbonate „preorogenetic" sedimentation (Middle Triassic —Upper Jurassic) formation of sedimentation troughs was continuing, in the Jurassic formation of depressions and sills respectively cordillers partly evoked possibly by releasing movements accompanied by faults. Movements of great curvature radius partly manifested (mainly in the Jurassic) as would be also indicated by joint systems and discordances mainly connected with the Early Cimeric phase. There are mostly manifestations ranged by Stille as secondary, epeirogenetic ones. More distinct manifestations of folding phases effects are, however, of local character only.

c) Different not only in spatial extent, intensity of manifestation but also quality are movements, mostly compressional in the stage of formation of the tectonic structures and tectonic units. The analyses of folding manifestations show that their tectonic formation was frequently a process of several actions, usually without the possibility of nearer determination of time of the individual folding manifestations. If we add changes in time in longitudinal direction, the phase appears as organic part of a wider period, unequable in time. In the Alpine cycle of the Alps—Carpathians—Balkan and Dinarides such periods are: the Cretaceous (Austric—Subhercynian), Early Paleogene—Laramide—Illyrian—Pyreneic, Early Neogene—Savian—Styrian. Some phases are mutually linked up with their manifestations; the range of individual phases is unequable, frequently problematic. Stille's idea of contemporaneity of folding phases is too narrow, and pattern-like. However, correctness of the fundamental idea of Stille's doctrine of the periodic character of folding and its various manifestations in various sections, of various intensity of one or another folding is evident. In adjacent zones not affected by folding, e. g. in the Flysch zone of the Carpathians, Cretaceous and Paleogene paroxysm is reflected in interruption of sedimentation in transgressions and regressions, in changes of material supply, change of current direction, rebuilding of the paleogeographical picture, reactivation of faults near the margins of cordillers and local discordances.

d) In the late tectonic stage, its early period, compressional movements, diminishing with time and distance from the zones of effects of folding processes, were still manifesting. These were mostly movements evoking the origin of longitudinal folds of great radius frequently accompanied by faults, first of reverse fault-compressional type, later by releasing ones. They formed basins, first so called early basins. Later on releasing movements were also manifested in transversal directions; inner basins, isolated from one another originated.

e) In the post-tectonic stage unifying big undulatory uplifts and sinking of extensive area heterogeneous in structure played the main rôle. In

places, at the margins of large tectonic wholes, at their border with late basins, compressional movements were taking place, manifested in overthrusts of earlier units on the basin filling.

Qualitative difference of manifestations of tectonic movements, dependent on the development stage of one or another area as well as connection of some types of formation with types of movements, displacement of the axis of geosyncline in certain connection with folding manifestations and also polarity of folding — that all indicates connection of folding with processes taking place in depth. (M. Mahel' 1963). Therefore the character of basement, particularly its mobility, play a distinct rôle in manifestations of folding.

2. The intensity of folding is very different from segment to segment but also in the individual parts, individual units of the same segment.

The Cretaceous folding intensely affected the inner zones of the Eeastern Alps, West Carpathians and East Carpathians, Apusins, formed nappes in them. Also the eastern and central block of the Balkan and the inner units of the South Carpathians, the Mecsek, Villany, Bückh were distinctly affected by this folding but without nappes, slightly affected were the units of the inner Dinarides and the Transdanubian Mesozoic only.

The Early Paleogene (Laramide—Illyrian—Pyreneic) folding period very intensely affected regions of the Inner Alpides in the first place with nappe structure, unaffected or mostly only slightly affected by Cretaceous folding. Cretaceous and Early Paleogene folding frequently substituted one another in space. Intense manifestations may be noticed in the inner and central Dinarides and Helenides; in the western sectors of the Alps; in the Mureš syncline; in the South Carpathnias (even also with nappes as the Getic one), in the eastern block of the Balkanides. Although of earlier overlying character but considerable intensity was this folding also in the central and eastern block of the Balkanides. Of slightly overlying character accomplishing the Cretaceous structural plan was the Early Paleogene folding in the Northern Calc Alps and the inner zones of the East Carpathians. Quite remarkable is the lack of this folding in the Hungarian Midmountains and adjacent areas including the Apusins and in the essential part of the Inner Carpathians and in the Drauzone of the Alps, perhaps also in the Central Alps.

The Early Miocene (Savian—Styrian) folding intensely affected mainly the Flysch zone of the Carpathians and the Eastern Alps and the outer units of the Dinarides with nappe structure. Remarkable is the small extent of this folding in the South Carpathians and its absence in the Balkan.

3. Tectonic units we consider as fundamental elements of the system of structural-tectonic variables. The majority of tectonic units are typical

of one or another segment. Each of them reflects in its content influences of local and rather regional character, dependent on the position of original space in the geosyncline: it includes the pre-folding history. With its original spatial extension, however, also the type of its tectonic formation and its tectonic position is connected, impressed by folding processes. Each segment has another set and other relations of tectonic units as a consequence of other articulation, other development but also distribution in time and other intensity of folding movements. In other words: different spatial distribution and various intensity of the individual folding periods are the cause of different age as well as geotectonical and structural character of the tectonic units. Regarding the age of folding processes in the first place, we have distinguished these categories of units in the Alpides compiling the tectonic map:

a) Early Alpine, possibly as Late Cimeric (affected by Early Paleogene (Laramide) folding); the Sakar and Strandža units and the Rhodope Massif;

b) Cretaceous units: the Drauzone, Unterostalpin; inner Carpathian units — South Gemeride, North Gemeride, Choč, Krížna, Tatride; Apusin units — Ariesani, Codru—Moma; Bihor; the Hungarian Midmountains and its margins-Transdanubian unit, Bück, Villany, Mecsek.

c) Cretaceous units affected by slighter Early Paleogene folding (frequently en bloc); units of the Northern Calc Alps—Oberostalpin; the Manin unit in the West Carpathians, inner units of the East Carpathians — the Transylvanian and Bukovina nappes with the Marmaros Massif.

d) Cretaceous and Paleogene units with principal Early Paleogene folding but relatively strong Cretaceous folding: inner South Carpathian units: Geticum—Golubac—Penkovo, Kučaj; Mureš units, Srednogorje in the Balkan. A particular subgroup is formed by the Fore—Balkan; it is different in slighter and later Paleogene folding, as Late Illyrian to Early Pyreneic, while in the foregoing ones it was mainly Laramide respectively Illyrian.

e) Paleogene—Cretaceous units affected by slighter Cretaceous folding with principal Early Paleogene folding: Peninnicum, Grestener Klippenzone, Ceahlau in the East Carpathians. South Carpathian units, Severin—Kraina, Danubicum—Poreč—Miroč. In the Dinarides there are the inner group of Dinaric units: units of the ophiolite and Centrodinaric zone, inner units of the Helenides: Korab—Pelagonicum and Mirdita—Subpelagonicum. Into this group we also include units of the Southern Alps, however, which were also affected by later Early Neogene folding.

f) Units folded intensely several times, mainly in the time of the Cretaceous and later folding: the Kotel unit in the Balkan, folded latest in the time of the Early Pyreneic folding: the Klippen belt of the Carpathians folded by the Late Cretaceous and Savian folding.

Units folded in two periods have several stages in structure. The upper stage represented by complexes formed in the time between two folding periods usually shows the character of overlying structural forms. Particularly distinct are graben forms; the Timok and Srednogorje graben are the most extensive ones. On Cretaceous units unaffected by intense later folding, overlying distinct discordant late tectonic structures have formed-early depressions, structures of longitudinal orientation filled up with flysch in zones active tectonically; the Central-Carpathians and Transcarpathian Flysch but also of transversal orientation (Ostreni in Albania) respectively also with carbonate molasse accompanied in places by flysch facies — Promina in the Visoki Krš. In zones, areas of more tectonic stability (Hungarian Massif, Apusins, southern areas of the inner Carpathians, Central Alps) post-tectonic structures have formed as early as in the Upper Cretaceous and Paleogene-early inner depressions filled up with early, frequently carbonate molasse.

g) Paleogene units, Illyrian—Pyreneic are found in two areas: the western block of the Fore—Balkan and Balkan (Stara Planina), where according to Bulgarian geologists the extent of Cretaceous folding was neither reflected in formation of structure nor in distinct interruptions of sedimentation. These areas were affected by Early Paleogene, possibly Illyrian folding. In the time of the Illyrian, partly Early Pyreneic folding also the Luda Kamchiya unit has formed in the eastern part of the Balkan. In the Dinarides the „middle units" Visoki Krš, Budva, Zukali—Krasta—Pindos are Early Paleogene respectively the Pyreneic parts were partly also affected later.

h) Helvetic (perhaps still Pyreneic-) — Savian units have formed in the Flysch zone of the Eastern Alps including the Helveticum. To them we range the Magura unit, the innermost of the Flysch zone in the West Carpathians. This, however was more distinctly affected also in the time of the Early Neogene folding. In the Dinarides the Dalmatian Folds (Učka) and Kruja belong to this group as to their age. In contrast to the Carpathian units, however, these are built up of Pre-Flysch limestone complexes in their essential part.

ch) Savian- Early Styrian units mainly represent the so called central group of nappes of the Flysch zone in the Carpathians: the Fore Magura—Dukla, Fore Dukla, Rachovo—Curbicortale, Čierna hora—Audia, Silesian, Ždanica—Subsilesian units. To this group we also range units of the Outer Dinarides, the Ionian and Sazan units. The latter is built up of limestone complexes, the Ionian unit of limestone complex, flysch and early molasse (schlier).

i) Savian—Late Styrian units are extended at the outer margin of the Carpathian Flysch zone. Their portion increases to the east: Pouzdřany, Skole—Skiby, Tarcau, Unite marginale units. To this group we range the Subalpine molasse.

j) A particular genetic type of tectonic units are fore-deeps, They were formed by bending down in the latest stages of folding out with gradually diminishing intensity of folding in the front of originating nappes in the fore-land of the orogenic system. They are filled up with frontal molasse of short duration and affected by folding. Not only their origin but also the structure have been directly influenced by folding. In the East Carpathians in the front of the flysch units is the fore-deep differentiated into the internal-earlier partly folded by Late Styrian—Moldavian folding, in the South Carpathians by Rodanian—Valachian folding, and external-epiplatformic zone. In the Dinarides the fore-deep is of overlying character on synclines of the Ionian zone and represents a structure founded by folding prior to the Upper Helvetian; (Auboin—Ndojaj 1964 — Biçoku—Papa 1970).

4. Polarity is a characteristic sign of development of the geosyncline and the course of folding (Aubouin 1964). Our experiences, however, point to considerable differences in manifestation of polarity in the individual segments. In some of them periodic time succession of folding from the inner zones to the outer ones is very distinct. A typical case are the Dinarides; the inner zones show Laramide—Illyrian, the central units Late Illyrian and Pyreneic, the outer ones Savian respectively Savian—Early Styrian folding. A different type of segment is the Balkan, where Cretaceous (with exception of the western block) as well as Early Paleogene paroxysm affected the whole area. However, also here polarity is manifested in a little foregoing folding in the inner zones, we may speak about polarity within the folding period. In the West Carpathians we may speak about distinct polarity apart in each of the two geosynclinal systems- the Inner Carpathians folded in the Cretaceous period and in the Outer Carpathians folded in the Savian—Styrian period. It is the polarity of folding periods.

5. Spatial distribution of the individual folding periods conditions possibility of dividing the geosynclinal system. Distribution of the Cretaceous and Savian —Styrian system side by side is the cause of dividing the West Carpathians into the inner-internide, Cretaceous and outer-externide-flysch-Savian—Styrian ones. They are connected by the narrow Klippen belt only, made distinct in the course of both folding periods and possibly affected also partly by the Illyrian—Pyreneic folding.

In the Eastern Alps as well as in the East Carpathians this bipartity of articulation is disturbed by the effect of the Early Paleogene folding, which affected the outer part of the internides and linked them up with the externides. In direction towards the western segments of the Alps and also to the South Carpathians bipartity of the system is disappearing with diminishing impor-

tance of the Cretaceous and Savian—Styrian folding, the fundamental folding is the Early Paleogene one.

Overlying of the Cretaceous and Early Paleogene folding in the Balkan, in its central and western block (thus with the exception of the eastern block folded in the time of the Early Paleogene folding only) as the cause of that division into earlier externide and later internide units is not well founded.

6. Geotectonic position of the flysch: a) Beside sedimentological features a characteristic of the flysch is also its particular position in the history of the orogenic system, its relation to folding processes; therefore it is quite generally considered as orogenic formation. The opinion of the flysch as predecessor of folding in time and space respectively as formation connected with orogenesis of inner zones (Auboin 1964), however, requires completion. In the extension of the Carpathians, Balkan and Dinarides 7 types of flysch are to distinguish according relation to folding.

a) The flysch as predecessor of folding represents the uppermost member of sedimentary sequence usually resting without interruption on sediments of the pre-flysch stage. Alone it is immediately pre-tectonic. This type is especially wide spread in the Dinarides, where practically each of the tectonic units terminates its sequence with flysch prior to folding. With polarity of folding later and later flysch may be traced here from inner to outer zones, in the inner Dinarides it is Maastrichtian — Danian flysch in the inner units and Visoki Krš, Maastrichtian — Eocene in the Budva — Zukali — Krasta unit, Priabonian — Oligocene in the Učka (Dalmatian Beds) and Kruja — Gavrovo unit, Upper Eocene to Lower Miocene in the Ionian zone.

In the South Carpathians the flysch is Upper Creataceous preceding the Laramide — Illyrian folding, in the Balkan (central and eastern segment) the flysch is Tithonian — Lower Cretaceous and Lower — Middle Eocene, preceding Mesocretaceous and Early Paleogene folding; the inner units (Krížna, Tatride) of the West Carpathians have Middle Cretaceous flysch immediately preceding folding similarly as in the internide units of the East Carpathians (Transylvanian and Bukovina nappes), in the Apusins (Codru — Moma and Bihor) and in the Easter Alps (Frankenfels nappe). Frequently carbonate flysch-pre-flysch respectively flysch with carbonate layers is concerned culminating carbonate stage.

b) More complicated is the flysch complex composed of two and also more flysch sequences-forerunners accompanying and preceding several folding paroxysms. The individual flysches are divided by discordances respectively non-flysch strata of small thickness. As zones of high tectonic activity are mainly concerned, this is also reflected in variety of flysch types. In the Mureš and Vardar zones Lower Cretaceous flysch is concerned, partly also

Tithonian and Upper Cretaceous; in the Luda Kamchiya zone — in the Balkan Upper Cretaceous and Early Paleogene flysch is present. To this type also flysches of the Klippen belt, Middle and also Upper Cretaceous and Paleogene in age are to include. Variety of flysch is accompanied and made distinct also by the non-flysch pre-orogenic facies of the Scaglia rossa, couche rouge or Púchov Marls; in places also the type of heterogeneous and volcanogenic flysch is extended.

c) The Flysch zone of the Carpathians and Eastern Alps is a particular type originated in a distinct geosyncline, long-lasting, founded with onset of the first Cretaceous paroxysms in the internides (partly as early as Late Cimeric); folded in early Neogene folding period. Characteristic of it is intense sedimentation in the period of Cretaceous foldings without distinct processes of folding manifested.

A reflection of folding paroxysms are mainly changes of flysch types in the individual stages of development as a consequence of changing paleogeographical picture of the area of sedimentation. In the first stage — Tithonian—Lower Cretaceous-the flysch is of little variety, predominantly carbonate, later differentiated in-facies in vertical and horizontal direction, according to individual zones. Abundant is fine rhythmic flysch, sandstone flysch but in some zones also cryptoflysch facies, typical of the stage of folding as it is the case of couche-rouge facies. In terminal stage late flysch is abundant with transition into flyschoid respectively molassoid with gradual disappearing of stratonomic flysch signs.

d) Flysch troughs founded as early as the Tithonian, i. e. with commencement of Cretaceous paroxysm in the Alpides (but nearly replaced by carbonate facies and folded out later only; Lužnička zone in the South Carpathians)

e) Flysch originated in the time between two foldings, most frequently as forerunner of folding of later period, filling up depressions overlying on structures formed by earlier folding. For instance, the Paleocene flysch in the Northern Calc Alps terminates the set of facies variable in horizontal and vertical direction (facies of molasse type are not lacking). To the same type also flysch facies in extensive longitudinal overlying zones in the Timok Graben of the South Carpathians and in the Srednogorje of the Balkan may be ranged.

f) Late tectonic flysch-paraflysch in the sense of Contescu (1964), formed in originating inner depressions, not affected distinctly by folding. Its prototype is the Central Carpathian flysch. The flysch character of complexes disappears proportionately with the distance from the Flysch zone, to which it forms certain hinterland. Flysch s. s. is predominantly concerned, accompanied by thick complexes of carbonate molasse in the substratum and at the margins (R. Marschalko 1968). Analogous is also the Trancarpathian flysch. Its tectonic affect diminishes inwards, thus from the Outer Flysch

zone, with which it is linked up not only in space, paleogeography but also tectonically. There is flysch attached to the extensive Flysch zone with folding more or less reflected. Analogous in many aspects is also the flysch of the Ostreni Basin in the Albanides, linked up with the thick flysch of the Krasta zone (Biçoku—Papa 1968).

g) Although not abundant in the Alpides, mainly in the Triassic, flysch facies are found as interlayer of limestone sequences, pseudoflysch. They were folded later together with underlying and overlying limestone facies. An example are the Lower Carnian Lunz Beds in the Lunz nappe of the Eastern Alps and the Choč nappe of the West Carpathians respectively the Anisian flysch in the Budva unit of the Dinarides. Such flysches are bound to zones most active tectonically. In many cases not a „subsidiary" facies is concerned but to a considerable degree determining the character of partial unit. For instance, in the West Carpathians the Lunz Beds are characteristic of the Biely Váh partial unit of the Choč nappe, which in the Triassic had the character of trough active tectonically.

The great complicateness of development and structure of the West Carpathians makes distinct representation of all mentioned types of flysch. It may be spoken about complexity in this sense.

Preložil J. Pevný

Geologické práce, Správy 57 | str. 307—318 | Bratislava | 1971

MIROSLAV MALKOVSKÝ*

TEKTOGENEZE PLATFORMNÍHO POKRYVU ČESKÉHO MASÍVU V ZÁVISLOSTI NA VRÁSNIVÝCH FÁZÍCH V ALPÁCH A KARPATECH

(německé résumé)

Abstract. The tectonic evolution of the platform cover of the Bohemian Massif is at present being compared with the particular folding phases in the Eastern Alps and in the West Carpathians, basing upon the existing results of the research in these regions. The table presents the chronological correlation scheme of the three regions under discussion.

Tektonický vývoj platformního pokryvu Českého masívu byl předmětem analytických prací velkého počtu badatelů od prvopočátku až do sestavení odkryté geologické generální mapy v měřítku 1 : 200 000 a jejích vysvětlivek v šedesátých letech. Zevšeobecnění provedl potom O. Kodym st. (1961, 1963) a V. Klein a J. Soukup (1964). O vzájemné časové souvislosti mezi vrásněním v Alpách a Západních Karpatech a zlomovou tektonikou v Českém masívu nebylo pochybováno. O časové korelace se pokusili A. Malecha (1961, 1966) a J. Dornič (1969). Tito autoři se snažili zevšeobecnit poznatky v terénech, kde pracovali (jihočeské a severočeské neogénní pánve, karpatská čelní hlubina).

Nový pohled na tento problém poskytl faktický materiál získaný při sestavení tektonické mapy KBGA v měřítku 1 : 1 000 000, kde jsem redigoval práce týkající se celého Českého masívu i mimo rámec ČSSR. Zpracoval jsem literární údaje nejen z naší literatury, ale i literatury NDR, NSR, Polska a Rakouska za posledních zhruba deset let.

Pro rychlou orientaci je připojeno tabelární korelační schéma tektonického vývoje platformního pokryvu Českého masívu, Východních Alp a Západních Karpat. Stratigrafické pojmy jsou podle československé stratigrafické terminologie z r. 1960 s částečným přihlédnutím k novým úpravám. Pojmenování a časové zařazení vrásnivých fází je modifikovaným přehledem jak ho navrhl před časem A. Tollmann (1966). Odtud jsou také údaje z Východních Alp.

* Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, Praha 1

Údaje ze Západních Karpat jsou převzaty z přehledu, který uveřejnili M. Maheľ a A. Matějka (1967).

Český masív se po ukončení variské orogeneze stal konsolidovaným blokem. Platformní pokryv, který je reprezentován epizodickou sedimentací spodního triasu, střední a svrchní jury, svrchní křídy, paleogénu a neogénu, svědčí o tom, že Český masív nebyl v době mezozoika a kenozoika nikdy úplně pod hladinou světového oceánu. Sedimenty těchto útvarů pokrývají jen části Českého masívu a nedosahují velkých mocností a pravidelného vývoje, jako je tomu u některých jiných evropských velkých pánví na platformách. Přesto jsou významným dokladem pro vertikální pohyby dílčích ker Českého masívu a jejich časové korelace s vrásněním v alpsko-karpatském orogénu. Přirozeně to neznamená, že v ostatních vrásnivých fázích k ovlivnění tektogeneze Českého masívu nedocházelo, avšak chybějí pro to jakékoli důkazy.

Neoidní tektogenezi Českého masívu lze uměle rozdělit do dvou časových období. Je to jednak období od začátku mezozoika až po spodní torton, pro které období máme minimálně údajů o funkci důležitých zlomů, jednak období od začátku spodního tortonu dodnes, kdy vertikální pohyby na starých zlomech vytvořily dnešní jeho geomorfologický obraz. Většina v mapách zakreslovaných zlomů fungovala v tomto období. Nelze však z toho činit závěr, že prvé období bylo tektonicky klidné. Velké záplavy Českého masívu ve svrchní juře a svrchní křídě, které v neogénu nemají obdoby, svědčí o opaku.

Po přerušení sedimentace mezi permem a triasem, které způsobila poslední, falcká, fáze variského vrásnění, došlo k sedimentaci spodního triasu na sv. Čech ve vnitrosudetské pánvi a ve v. části podkrkonošské pánve. Spodní trias patří k jv. části německo-polské pánve, která se rozkládala na sever od vindelické pevniny, jejímž jádrem bylo i území Českého masívu. Vindelická pevnina oddělovala tuto pánev s epikontinentálním mořským a kontinentálním vývojem triasu od alpsko-karpatského sedimentačního prostoru. Sedimentační prostor spodního triasu v sv. Čechách byl na J omezen severními okrajovými zlomy hrástě Zvičiny (zvičinský, kašovský a vlčkovický zlom). Maximálně mohl dosahovat k jílovické poruše. Není vyloučeno, že na jz. byla hranicí rozšíření lužická porucha (H. Kölbel 1959). Sedimentace spodního triasu byla ukončena černohorskou fází, která se mezi spodním a středním triasem projevila v jižních částech Východních Alp.

Nepřítomnost vyšších souvrství triasu a starších souvrství jury svědčí o pokračujícím vyklenování Českého masívu v důsledku isostatických pohybů. Začínající éra alpinské orogeneze ve střední Evropě je tedy vysloveně anorogenním obdobím, zatím co ve východní Asii měla labinská orogeneze (starolabinská fáze ve spodním ladinu a mladolabinská fáze mezi středním a svrch-

ním triasem = ladinem a karnem) velký význam. Minimem pohybů se ve střední Evropě vyznačuje střední trias. Rovněž ve Východních Alpách a Západních Karpatech dochází za těchto triasových fází, jakož i během starokimmerské fáze (mezi triasem a jurou), mezokimmerské fáze (uvnitř liasu) a vysokoalpské fáze (po liasu před bathonem), pouze k různě intenzivním vertikálním pohybům, které se potom projevují místními transgresemi a regresemi některých souvrství, případně jenom redukcemi jejich mocností.

V období mladokimmerských fází, především v kellowayské a spodnomalmské fázi, která se projevila opět místním neklidem v jižních zónách, došlo ve svrchním kelloway k ponoření sv. části Českého masívu pod hladinu světového oceánu a tím ke spojení epikontinentálního moře německo-polské pánve s alpsko-karpatskou geosynklinálou. Vrstevní sled dodnes zachovaných výskytů jury dokazuje, že ta část Českého masívu, na které došlo k sedimentaci, byla peneplenizována a poměrně dobře zbavena mechanických zvětralin, o čemž svědčí především charakter bazálních jurských sedimentů.

Je pravděpodobné, že rozšíření jurského epikontinentálního moře odpovídalo ponořování bloku na sv. středosaského nasunutí a na sv. od železnohorského zlomového pásma.

Otevřeným problémem je existence pevniny v místech dnešních Krkonoš, Orlických hor a Jeseníků, jak předpokládali někteří autoři (H. Kölbel 1959, O. Kodym 1963, J. Dvořák 1964). Pro názor, že jurské epikontinentální moře pokrývalo větší část tohoto území svědčí skutečnost, že hrubozrnné splachy z Lužice do jz. Braniborska, běžné v kelloway, jsou patrné ještě ve spodním oxfordu a poté mizí.

O významné funkci lužické poruchy a dalších poruch mezi Turnovem a Brnem v době sedimentace jury nelze pochybovat. Byly zřejmě okrajovými zlomy vyšší kry na jihozápadě přičemž tento charakter pohybů obou ker byl zachován i později.

Mladokimmerská deisterská fáze, která odděluje kimmeridž od portlandu, znamenala ukončení sedimentace jury v těchto částech Českého masívu. Došlo k pohybům na lužické poruše a zlomech blanenského prolomu, jurské sedimenty generelně na sv. krách od těchto zlomů poklesly a tak bylo umožněno jejich zachování. Nepříliš mocné sedimenty jury v ostatních částech Českého masívu ještě před cenomanskou transgresí intenzívně zvětraly a byly denudovány.

V tomto denudačním období, v austroalpské a starorakouské fázi ve spodní křídě, se udály velké příkrovové pohyby v centrálních Alpách. V důsledku toho Český masív opět klesal a po mladorakouské fázi na rozhraní albu a cenomanu se mezi středním a svrchním cenomanem jeho sv. část ponořila pod hladinu světového oceánu. Období svrchní křídy znamenalo maximální zmenšení vynořené části Českého masívu v době mezozoika a kenozoika.

Rozsah svrchnokřídového moře na Českém masívu byl největší ve středním turonu a poté se v nejsvrchnějších částech středního turonu a ve svrchním turonu v různých částech začalo svrchnokřídové moře změlčovat, případně ustoupilo.

Tvorba příkrovů v centrálních Karpatech a Vápencových Alpách ve svrchní části turonu v důsledku mediteranní fáze znamenaly však přesto udržení klesající tendence pro tuto část Českého masívu až do coniaku s výjimkou některých okrajových území sedimentačního prostoru. Po těchto horotvorných pochodech v Alpách ve spodní křídě a v Karpatech ve svrchní křídě začíná opět Český masív stoupat. V důsledku ilsedské fáze skupiny subhercynských fází mezi spodním a středním santonem dochází k ukončení mořské sedimentace v Českém masívu.

Paleogeografický obraz střední Evropy po cenomanské transgresi navazuje na předcházející útvary. V období svrchní křídy zasáhl sedimentační prostor německo-polské nížiny v období cenomanu až spodního santonu hluboko do nitra Českého masívu. Podle denudačních zbytků svrchní křídy a geomorfologických rekonstrukcí se dá usuzovat, že svrchní křída pokrývala území, které je možno omezit na území ČSSR zhruba spojnicí míst Vejprty, Doupov, Lubenec, Kněževes, Rakovník, Křivoklát, Řevnice, Říčany, Zruč nad Sázavou, Havlíčkův Brod, Velké Meziříčí, Tišnov a Brno. Toto ohraničení sedimentačního prostoru je nutné chápat jako orientační.

Rozličná odolnost hornin předmezozoického podkladu spolu s tektonickým porušením měla přirozeně vliv na utváření pobřežní linie. Musíme předpokládat členitější pobřežní linii např. v místech žulových masívů (čistecko-jesenický masív, říčanská žula, atp.), porfyrů a porfyritů (křivoklátsko-rokycanské pásmo, jílovské pásmo aj.) a některých dalších typů hornin. Z tohoto moře se vynořovaly po určitý čas např. koncem středního turonu dva větší ostrovy: lužicko-krkonošský a jesenický.

Ze zlomů se během sedimentace svrchní křídy uplatnily některé zlomy paralelní s krušnohorským zlomovým pásmem (transgrese středního turonu na krystalinikum v podloží severočeské hnědouhelné pánve) a lužická porucha (písčitá facie středního turonu zasahuje až k Mělníku). Generelně klesaly kry na jih od těchto zlomů, kry severní stoupaly. Pohyb byl tedy opačný než v triasu a juře.

Obecně je možno konstatovat, že v důsledku horotvorných pochodů v alpskokarpatské geosynklinále došlo v období cenoman-spodní santon k různě rychlému ponořování bloků směru SZ—JV, jak vyplývá ze skicy mocností svrchní křídy (H. Kölbel 1959). Tento směr byl určující i pro pokles jednotlivých dílčích bloků a ker na území Čech a Moravy. V žádném případě se však jz. omezení sedimentačního prostoru nedá ztotožnit s tzv. „labskou linií" některých autorů. V území severočeské hnědouhelné pánve a Českého středohoří docházelo i před i během sedimentace svrchní křídy k po-

hybům dílčích bloků a ker směru SV—JZ. Proto v tomto území zasáhla křídová transgrese nejdále, a to až do centra Doupovských hor.

Mezozoické tektonické struktury Českého masívu charakterizují tektonické prvky směru SZ—JV. Ostatní směry mají podružný význam, i když při detailní analýze právě tyto vedlejší směry mohou osvětlit vzájemnou časovou a místní souvislost jednotlivých orogenních fází.

Kerný rozpad stoupajícího Českého masívu pokračoval i po ilsedské fázi. Ve vyklenující se části moldanubika došlo při tomto kerném rozpadu k poklesu jihočeských pánví podél zlomů a ke krátkodobé limnické sedimentaci, která byla ukončena pravděpodobně ve wernigerodské fázi skupiny subhercynských fází.

Po zbytek křídy pokračoval výzdvih Českého masívu, takže ressenská fáze a počáteční laramická fáze nejsou ničím doložitelné.

V terciéru, v paleogénu jako celku, pokračovala peneplenizace Českého masívu, který příliš nevyčníval nad hladinu světového oceánu. Byla doprovázená jen málo intenzivním kerným rozpadem. Proto také všechny vrásnivé fáze z konce křídy až po konec eocénu nemají v Českém masívu doklady (laramická fáze 2 a 3, illyrská fáze ze skupiny illyrsko-pyrenejských fází). V této době však došlo v Západních Karpatech k posunům příkrovů ve svrchním paleocénu (laramická fáze 3) a k mohutným pohybům příkrovů ve Vápencových Alpách (illyrská a pyrenejská fáze). Teprve pravděpodobně po helvetské fázi, tj. mezi spodním a středním oligocénem dochází k intenzivnějšímu snížení některých částí Českého masívu, především v místech podkrušnohorských pánví a Českého středohoří, kde došlo k usazení bazálního starosedelského souvrství a jeho ekvivalentů a v jihočeských pánvích k usazení lipnického souvrství. Nelze však tento pokles směšovat s vytvořením zlomového systému, jak ho známe z tohoto území dnes. Poté nastalo opět vyrovnávání reliéfu.

V terciéru byly jedny z nejdůležitějších pro Český masív sávské fáze, především starosávská fáze na hranici mezi paleogénem a neogénem, kdy došlo v Alpách k dalšímu pohybu flyšových příkrovů. Počínaje starosávskou fází dochází opět k mohutnému výzdvihu Českého masívu jako celku a uvnitř něho k diferencovanému pohybu dílčích ker. Tento intenzivní kerný rozpad s velkými pohyby na význačnějších zlomech, doprovázený také bazickým vulkanismem, trvá v podstatě dodnes. V kenozoiku se na rozdíl od mezozoika uplatňují v Českém masívu jako nejdůležitější tektonické struktury směru JZ—SV, které odpovídají mladšímu strukturnímu plánu západního úseku československých vnějších Karpat.

Za starosávské fáze došlo zřejmě nejen k posunu jižnějších dílčích bloků Českého masívu generelně k severu, přičemž došlo při podsunování jz. bloků k vytvoření přesmykového charakteru lužického přesmyku a železnohorského zlomového pásma a při odporu vzdáleného okraje ruské platformy, která

Korelační schema horotvorných fází neoidního vývoje

útvar			fáze	relativní stáří	odhad absolutního stáří v mil.let
PERM			falcká fáze	perm/trias	230
TRIAS	spodní				
			černohorská fáze	skyt/anis	220
	střední				
			labinské fáze	spodní ladin	
			starolabinská fáze		
			mladolabinská fáze	ladin/karn	
	svrchní		starokimmerská fáze	trias/jura	181
JURA	lias		mesokimmerská fáze	uvnitř liasu	
	dogger		vysokoalpská fáze	poliasová	
			mladokimmerské fáze		
			kellowayská fáze	spodní kelloway	±140
			spodnomalmská fáze	spodní malm	
	malm				
			deisterská fáze	kimmeridž/tithón	135
KŘÍDA	spodní		austroalpská fáze	svrchní hauteriv/barrem	
			rakouské fáze		
			starorakouská fáze	před svrchním albem	
			mladorakouská fáze	alb/cenoman	±110
	svrchní	cenoman			
		sp.			
		turon stř.			
		svr.	mediterranní fáze	před coniakem	± 87
		coniak	subhercynské fáze		
		sp.			
		santon stř.	ilsedská fáze	spodní/střední santon	± 81
		svr.	wernigerodská fáze	santon/campan	
		campan	ressenská fáze	spodní/svrchní campan	
		maastricht	laramické fáze		
		dan	laramická fáze 1	maastricht/dan	± 66

Českého masívu, Východních Alp a Západních Karpat

Český masív M. MALKOVSKÝ 1970	Západní Karpaty M. MAHEL – A. MATĚJKA 1967	Východní Alpy A. TOLLMANN 1966
výzdvih – ukončení sedimentace permu	deformace kontinentálního permu	
pokles – sedimentace spodního triasu v sv. Čechách	pokles – transgrese ve vnitřních Karpatech a bradlovém pásmu	
výzdvih – ukončení sedimentace spodního triasu		zdvihy v jižních zónách
		jen místně v jižních zónách
		změna sedimentace
	lokální transgrese a regrese	mohutné vertikální pohyby v centrálních Alpách
	transgresivní svrchní lias v tatridách	silné vertikální pohyby v centrálních Alpách
	hiát na bazi doggeru, transgresivní bajok nebo baton v tatridách	slabé vertikální pohyby v příkopu Oberostalpin
ponoření sv. části Českého masívu v kelloway		místní neklid zvláště v jižních zónách
pokračování sedimentace v sev. Čechách a okolí Brna		
ukončení sedimentace; výzdvih Českého masívu		velmi silná zlomová tektonika v Unterostalpin a Oberostalpin
	hiát nejvyššího neokomu albu v chočské jednotce a gemeridách	velké příkrovové posuny v centrálních zónách
	po hiátu transgrese spodního nebo středního albu	pokrač. velkých příkrov. posunů ve v. centrál. Alpách; přesunutí Taurů
klesání Českého masívu pod hladinu světových moří		
sladkovodní cenoman: spodní a střední cenoman mořský cenoman: svrchní cenoman		
neustálé oscilace projevující se generelně ponořením ve spod. části Kt_1 a Kt_2 a vynořováním ve svrchní části Kt_1 a Kt_2		
v české křídě se projevila rozšířením a prohloubením sediment. prostoru	hlavní tvoření příkrovů v centrálních Karpatech	tvorba příkrovů a velké přesuny ve Vápencových Alpách
po ukončení horotvorné činnosti v Alpách a Karpatech postupné vynořování nad hladinu světových moří		
ukončení sedimentace české křídy		prakticky se neprojevila
sedimentace v jižních Čechách		
ukončení limnické sedimentace v j. Čechách		mírné pohyby
		zdvihy v centrální zóně
	hiát mezi senonem a paleocénem v jižní magurské zóně	

Korelační schema horotvorných fází neoidního vývoje

útvar				fáze	relativní stáří	odhad absolutního stáří mil. let
TERCIÉR	PALEOGÉN	paleocén	sp.			
			stř.	laramická fáze 2	spodní/střední paleogén	
			svr.	laramická fáze 3	paleocén/eocén	
		eocén	sp.			
			stř.	Illyrsko-pyrenejské fáze		
			svr.	Illyrská fáze	střední/svrchní eocén	
		oligocén	sp.	pyrenejská fáze	eocén/oligocén	±40
			stř.	helvetská fáze	spodní/střední oligocén	
			svr.			
	NEOGÉN	MIOCÉN	chat akvitán	sávské fáze starosávská fáze	chat/akvitán	±25
			burdigal	mladosávská fáze	akvitán/burdigal	
			helvet sp.	nejmladší sávská fáze	konec burdigalu	
			helvet svr.	štýrské fáze staroštýrská fáze	spodní/svrchní helvet	
			torton spodní	mladoštýrská fáze	helvet/torton	
			torton svrchní	nejmladší štýrská fáze	spodní/svrchní torton	
			sarmat sp.	nejmladší alpidní fáze attická předfáze	střední/svrchní sarmat	±13
			sarmat svr.	attická fáze	sarmat/pannon	
		PLIOCÉN	pont			
			dák	postdácká fáze	dák/levant	
			levant	valašská fáze	pliocén/pleistocén	

Českého masívu, Východních Alp a Západních Karpat

Český masív M. MALKOVSKÝ 1970	Západní Karpaty M. MAHEL – A. MATĚJKA 1967	Východní Alpy A. TOLLMANN 1966
	posun příkrovů ve svrchním paleocénu	
	pohyby v krosněnském flyši	mohutné „pogossauské" pohyby příkrovů ve Vápencových Alpách
počátek intenzívního kerného rozpadu		
v severočeských pánvích bazální starosedelské souvrství; v j. Čechách lipnické souvrství		
hluboký kerný rozpad; výstup bazického magmatu, vznik podkrušnohorského prolomu a synklinál a antiklinál ve v. Čechách	začínají velké undační pohyby	pohyb flyšových příkrovů
ukončení sedimentace vulkanickodetritického souvrství v severočeských pánvích; sedimentace podložního souvrství jílů a písků s vložkami vápenců		
relativní přerušení poklesu v podkrušnohorských pánvích	vrásnění v subslezské jednotce	pohyby v jižních zónách
sedimentace nejdůležitějších uhelných slojí v severočeských pánvích ukončení sedimentace nadložního souvrství v severních Čechách		
výzdvih sz. Čech; kerný rozpad j. Čech		
počátek sedimentace v jižních Čechách pokračování a ukončení sedimentace v jižních Čechách (mydlovarské souvrství) mořská sedimentace z čelní hlubiny nejdále na Český masív	subslezské nasunutí příkrovů	přesunutí na severním okraji zóny Waschbergu
výzdvih Č. masívu diferencovaný pohyb ker	poslední posun okrajových příkrovů – předhlubeň částečně pevninou	
poklesy v jihočeských pánvích		slabé epeirogenetické pohyby
sedimentace domanínského souvrství v jižních Čechách		
přerušení poklesu	přerušení subsidence	paleogeografické změny v alpském předpolí a v panonské pánvi
pokles v j. Čechách, chebské pánvi		
vildštejnské souvrství ledenické souvrství	stoupavé pohyby v horských oblastech, poklesy v nížinách	
stoupavé pohyby v Českém masívu		

působila zhruba kolmo na směr tlaku, k hlubokému porušení svrchního pláště a k výstupu bazického magmatu po takto otevřených puklinách. Do tohoto období spadá také vytvoření soustavy antiklinál a synklinál ve východočeské křídě v závislosti na krystaliniku resp. permokarbonu v podloží české křídy a jejich starším tektonickém porušení.

Po starosávské fázi mezi paleogénem a neogénem se začíná formovat podkrušnohorský prolom a České středohoří jako tektonické kry v dnešní podobě. Kromě mohutné vulkanické činnosti dochází i k sedimentaci podložního souvrství jílů a písků. Mladosávská fáze mezi akvitánem a burdigalem, za níž došlo k vrásnění v subslezské jednotce, znamená dočasné přerušení poklesu v podkrušnohorské příkopové propadlině a tvorbu hlavní uhelné sloje. Nejmladší sávská fáze koncem spodního burdigalu se projevila obnovením poklesů v podkrušnohorském prolomu a sedimentací nadložních souvrství v různém faciálním vývoji a konečně došlo k ukončení sedimentace v staroštýrské fázi mezi spodním a svrchním helvetem. Jak vyplývá z mocnosti nadložního souvrství mezi Osekem u Duchcova a Lomem u Mostu, činil pokles podél krušnohorského zlomového pásma kolem 400 m.

Podobně jako ve svrchní křídě znamenalo ukončení sedimentace v severních Čechách začátek poklesu a začátek limnické sedimentace v jihočeských pánvích v důsledku staroštýrské fáze. Sedimentace pokračovala i ve spodním tortonu. Usazovalo se mydlovarské souvrství s občasnými mořskými ingresemi. V tom jsou jihočeské pánve naprosto shodné s tektonickým vývojem karpatské čelní hlubiny.

Mladoštýrská fáze mezi helvetem a tortonem byla opět charakterizována v Karpatech sunutím příkrovů v subslezské jednotce a posunem okrajových příkrovů k severu, v Alpách přesuny na severním okraji flyšové zóny Waschbergu. Zatížení bloku Českého masívu způsobilo jeho maximální ponoření pod hladinu světového oceánu v třetihorách a proniknutí spodnotortonského moře nejdále do Českého masívu, tj. do synklinál ve východních Čechách, ingrese do jihočeských pánví.

Nejmladší štýrská fáze mezi spodním a svrchním tortonem se projevila posledním posunem okrajových příkrovů. Z předhlubně moře částečně ustoupilo a celý Český masív v dnešním povrchovém obraze se stal pevninou. Rovněž limnická a fluviatilní spodnotortonská sedimentace v jihočeských pánvích byla ukončena.

Další fáze alpsko-karpatského vrásnění jsou v Alpách a Karpatech charakterizovány epeirogenetickými pohyby a paleogeografickými změnami. V Českém masívu dochází k diferencovanému pohybu různých ker a mezi některými fázemi i k sedimentaci. Je pravděpodobné, že mezi attickou předfází a attickou fází, tedy ve svrchním sarmatu sedimentuje v jižních Čechách domanínské souvrství (Z. Řeháková 1969) a mezi postdáckou fází a valašskou fází

v levantu vildštejnské souvrství v chebské pánvi a v mariánsko-lázeňském příkopu, ledenické souvrství v jihočeských pánvích. V území hornomoravského úvalu z předhlubně daleko na Český masív zasahuje rovněž svrchnopliocenní sedimentace. Na s. od pražského zlomu sedimentovalo tzv. zdibské stadium teras. Valašská fáze umožnila naposledy výstup čedičového magmatu v chebské pánvi a v Jeseníku.

Mezozoikum bylo pro Český masív po předcházející variské orogenezi vysloveně anorogenním obdobím pouze se zlomovou tektonikou, bez projevů vulkanismu. Český masív byl ostrovem, který vystupoval nad hladinu světového oceánu. Jen jeho rozloha se měnila v závislosti na horotvorných fázích v alpsko-karpatském prostoru. V triasu a juře měl v Českém masívu odezvu místní neklid ve Východních Alpách, vrásnivé pochody v křídě v Alpách a Karpatech zřejmě zatížily tento blok mimo jeho dnešní povrchové hranice a způsobily celkový jeho pokles. Ze zlomů se projevily např. zlomy paralelní krušnohorskému zlomovému pásmu (svrchní křída), lužická porucha, jílovická porucha a blanenský prolom (trias, jura, křída). Mezozoické tektonické struktury Českého masívu charakterizují tektonické prvky směru SZ—JV, ostatní směry mají podružný význam.

V terciéru byly jedny z nejdůležitějších pro Český masív sávské fáze tzn. především starosávská fáze na hranici mezi paleogénem a neogénem, kdy došlo v Alpách k dalšímu pohybu flyšových příkrovů. Počínaje starosávskou fází dochází opět k mohutnému výzdvihu Českého masívu jako celku a uvnitř něho k diferencovanému pohybu jednotlivých ker. Tento intenzivní kerný rozpad s velkými vertikálními pohyby na význačnějších zlomech doprovázený také bazickým vulkanismem a vytvořením soustavy antiklinál a synklinál ve východočeské křídě trvá v podstatě dodnes.

V kenozoiku se na rozdíl od mezozoika uplatňují v Českém masívu jako nejdůležitější tektonické struktury směru JZ—SV, které odpovídají mladšímu strukturnímu plánu západního úseku československých vnějších Karpat.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATURA

[1] Dornič J., 1969: Tektonický vývoj jz. části karpatské předhlubně a jihočeských pánví a jeho vzájemné vztahy. P 21 428 — Geofond Praha. — [2] Dvořák J., 1964: Jura. In Regionální geologie ČSSR, I/2, Praha. — [3] Klein V. — Soukup J., 1964: Česká křídová pánev. In Regionální geologie ČSSR, I/2, Praha. — [4] Kodym O. st., 1961: Platformní etapa vývoje českého masívu. In Tektonický vývoj Československa, Praha. — [5] Kodym O. st., 1963: Geologie Československa In Bouček B. — Kodym O. st.: Geologie II, Nakl. ČSAV, Praha. — [6] Kölbel H., 1959: Stand und Ergebnisse der Kartierung des teiferen Untergrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete. Ber. Geol. Ges. DDR, 4, Berlin. — [7] Maheľ M. — Matějka A., 1967: Přehled

geologického vývoje československých Karpat. Regionální geologie ČSSR, II/1, Praha. — [8] Malecha A., 1961: Příspěvek k saxonské tektonice severozápadní části Českého masívu. Sborník Ústř. úst. geol., XXVI/1959, odd. geol., 2. díl, Praha. — [9] Malecha A., 1966: Souhrnná zpráva o výsledcích základního geologického výzkumu a mapování 1 : 50 000 v jihočeských pánvích. P 18 882 Geofond, Praha. — [10] Roth Z. 1964: K strukturnímu rozdělení ČSSR. Věstník ÚÚG 39, Praha. — [11] Řeháková Z., 1969: Beitrag zur stratigraphischen Gliederung des Neogens der Südböhmischen Becken. Věstník Ústř. úst. geol. 44, Praha. — [12] Tollmann A., 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotektonischen Forschungen 21, Stuttgart.

MIROSLAV MALKOVSKÝ

TEKTOGENESE DER TAFELDECKE DER BÖHMISCHEN MASSE IN ABHÄNGIGKEIT VON DEN FALTUNGSPHASEN IN DEN ALPEN UND KARPATEN

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Die Böhmische Masse wurde nach dem Abschluss der variszischen Orogenese zum konsolidierten Block von ständiger Hebungstendenz. Im Meso- und Känozoikum war sie niemals vollkommen unter dem Wasserspiegel des Weltozeans. Die episodenhafte Sedimentation in der Trias, im Jura, in der Kreide, im Paläo- und Neogen sowie im Quartär erreichte auf ihr keine wesentliche Verbreitung sowie keine grossen Mächtigkeiten, und hauptsächtlich keine regelmässige Entwicklung, wie dies in manchen Becken in Tafelgebieten der Fall ist.

Das Mesozoikum stellte in der Böhmischen Masse nach der vorangehenden varisischen Gebirgsbildung eine ausdrücklich anorogene Zeitperiode dar, lediglich mit einer Bruchtektonik und ohne Vulkanismuserscheinungen. Die Böhmische Masse wurde zu einer Insel (einem Horst), die über den Wasserspiegel des Weltozeans emporragte. Nur ihre Ausdehnung änderte sich in Abhängigkeit von den gebirgsbildenden Phasen im alpinkarpatischen Raum. In der Trias und im Jura fand in der Böhmischen Masse die örtliche Unruhe in den Südalpen ihre Widerspiegelung, die Faltungsprozesse belasteten offensichtlich diesen Block ausserhalb seiner gegenwärtigen Oberflächengrenze und bewirkten seine Gesamtsenkung. Von den Brüchen äusserten sich die parallel zur erzgebirgischen Bruchzone verlaufenden Brüche (Oberkreide), die Lausitzer Störung, Jílovice-Störung und der Blansko-Durchbruch (Trias, Jura, Kreide). Mesozoische tektonische Strukturen der Böhmischen Masse werden durch NW—SO gerichtete tektonische Elemente charakterisiert, andere Richtungen haben untergeordnete Bedeutung.

Im Tertiär waren für die Böhmische Masse die saavischen Phasen, d. h. vor allem die altsaavische Phase an der Paläo-Neogen-Wende von grösster Wichtigkeit, wo eine weitere Bewegung der Flyschdecken in den Alpen erfolgte. Von der altsaavischen Phase an folgt wieder eine mächtige Hebung der Böhmischen Masse im Ganzen und innerhalb dieses Ganzen eine differenzierte Bewegung einzelner Schollen. Dieser intensive, auch vom subsequenten Vulkanismus begleitete Schollenzerfall mit grossen Bewegungen an bedeutsamen Brüchen dauert im wesentliche bis zur Gegenwart fort.

Im Känozoikum, zum Unterschied vom Mesozoikum, kommen in der Böhmischen Masse als tektonische Hauptstrukturen SW—NO Richtungen zur Geltung, die dem jüngeren Strukturplan des Westteils der tschechoslowakischen Äusseren-Karpathen entsprechen.

Preložil A. Kříž

Geologické práce, Správy 57 | str. 319–329 | Bratislava | 1971

JAROSLAV ZEMAN*

DATOVÁNÍ VRÁSNĚNÍ PODLE ZMĚN SEDIMENTACE UHLONOSNÉHO KARBONU V OSTRAVSKO-KARVÍNSKÉM REVÍRU

(4 obr. v textu, německé résumé)

Abstract. Basing upon the cyclic sedimentation of the Carboniferous in the Upper Silesian basin, the author draws the conclusions about the chronology of folding in the Ostrava—Karviná coal-district.

Vliv Stillovy školy se uplatnil kromě koncepce vrásnivých fází i metodou jejich stanovení a datování. Tato metoda podle úhlových diskordancí a později i podle hiátů s erozivními (skrytými) diskordancemi byla postupem doby stále častěji kritizována jako jednostranná. Zejména S. von Bubnoff (1931) upozornil na okolnost, že úhlové diskordance včetně hiátů se vytvářejí nejčastěji a nejdříve při okraji pánví a pokud nezůstane tento okraj zachován před denudací, nemáme jiný prostředek ke sledování tektonického vývoje pánví. Přitom změny sedimentace provázející obecně tektonický neklid (což lze prokázat z pánví, kde úhlové diskordance zůstaly uchovány) jsou citlivějším indikátorem tektonického neklidu. Tuto problematiku rozpracovala řada geologů a stala se také jedním z důležitých bodů velké diskuze o tektogenních fázích mezi H. Stillem a jinými geology na počátku padesátých let (čas. Geologische Rundschau r. 1950). Problematiku pak dále rozpracoval F. Lotze (1951), v SSSR řada tektoniků, zejména N. S. Šatskij a další.

Pro studium tektonického neklidu jsou vhodné zejména pánve ležící v blízkosti tektogenně aktivní oblasti. Takovým případem je hornoslezská pánev, zejména v československé části, kde ležela v předpolí vrásnících se starších sedimentárních jednotek.

* Český geologický úřad, Lazarská 7, Praha

Charakter uhlonosné sedimentace

Uhlonosné sedimenty, obdobně jako i v jiných uhelných pánvích Československa a dalších zemí, mají cyklickou stavbu. Přitom však se jednotlivé typy hornin nebo druhy facií neopakují zcela zákonitě cyklicky v každém cyklu. Ideálním případem by byla cykličnost podle schématu: *a-b-c-d-e-d-c-b-a*. Ve skutečnosti však pozorujeme cykličnost v řadě *a-b/ a-b-c-d / a-b-c- / a-b-c-d* atd., čili v nepravidelném pořadí (J. Zeman 1960). Tento druh cykličnosti odpovídá mechanismu intermittentní subsidence ve smyslu P. Pruvosta (1930). Jak prokázala P. Déleau (1960), intermitentnost klesání je zákonitě spjata s intermitentními pohyby zdvihovými na okrajích pánve nebo v její blízkosti.

Jestliže nepozorujeme ideální cykličnost u jednotlivých cyklů, pak ji lze identifikovat u cyklů vyššího řádu, u mezocyklů a zejména u megacyklů (J. Zeman 1959a, 1960).

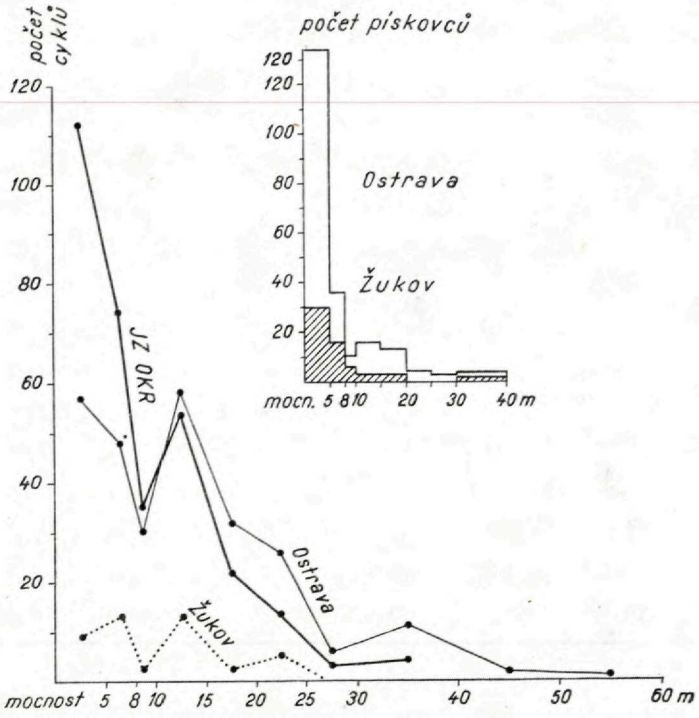
Četnost cyklů a jejich mocnost

Z důlních a vrtných geologických profilů uhlonosným souvrstvím jsem podrobil šetření 4000 cyklů ze všech litostratigrafických jednotek celého komplexu, zahrnujícího stratigraficky namur A až vestfál A. Přitom odděleně byly zkoumány cykly paralického a limnického souvrství. Obecně nejčastěji se vyskytují cykly v mocnosti do 5 m, do 8 m a v rozmezí 10—15 m (obr. 1). Pro další sledování jsem roztřídil cykly do těchto skupin mocnosti a sledoval pak vzájemné kvantitativní podíly jednotlivých skupin během vývoje sedimentace. Dalším kritériem byl vývoj cykličnosti v závislosti na tektonicky různě pohyblivých jednotkách v pánvi, kde lze rozlišit oblast mobilní, přechodnou a stabilní (J. Zeman 1959b). Cykly o mocnosti do 5 m se podílejí v mobilní zóně zhruba 27 % z celkového množství cyklů, kdežto ve stabilní oblasti jen 16 %. Tenké cykly tedy provázejí regionálně nejvíce mobilní, rychleji klesající úseky pánve v období paralické sedimentace. Celkové větší klesání bylo však provázeno častějším přerušováním rytmu klesání, který ve stabilnějších oblastech byl pozvolnější a relativně konstantnější.

Výsledky šetření o mocnosti cyklů jsem zanesl do křivek četnosti cyklů podle skupin mocnosti pro jednotlivé časové i prostorové úseky pánve. Současně obdobným způsobem byly sledovány pískovce v cyklech, protože jejich podíl indikuje zvyšování či pokles tektonického neklidu.

Mezi mocností cyklů a pískovcových vrstev jako jednoho z členů cyklů je v podstatě úměrná závislost. Z recentních i geologických poznatků o říční sedimentaci lze usuzovat, že nejen klimatické, ale zejména tektonické pohyby

porušují spádovou křivku vodních toků a ovlivňují tak na jedné straně místní zvýšenou akumulaci klastik, na druhé straně při snížené unášecí schopnosti akumulaci jílovitých sedimentů. Porušování spádové křivky toků je spojeno i se zesílenou erozí ve snosné oblasti.



Obr. 1 Četnost cyklů a pískovců podle mocnosti — svrchní petřkovické vrstvy. (K sestavení grafu bylo použito pro oblast Ostravy 9 vrtů, pro jz. část revíru 7 vrtů a pro oblast Žukova 2 vrtů.)

Abb. 1 Häufigkeit der Zyklen und Sandsteine nach der Mächtigkeit — obere Petřkovicer Schichten. (Zur Zusammenstellung des Graphs wurde für das Gebiet von Ostrava das Material aus 9 Bohrungen, für den SW Teil des Reviers aus 7 Bohrungen und für das Gebiet von Žukov aus 2 Bohrungen angewendet.)

V uhlonosném souvrství, začínajícím na spodu nejstaršími *vrstvami petřkovickými*, lze pozorovat postupné ubývání podílu pískovců k vrstvám hrušovským a pak opět mírné zvyšování jejich podílu. Nejvyšší písčitost vykazují *vrstvy sedlové* jako nejstarší člen limnického souvrství. Přitom regionálně lze ještě pozorovat rozdíly mezi jižními částmi pánve v oblasti více mobilní (v tabulce 1 označené jako JZ OKR) a oblastí stabilní, mezi Žukovem a Karvinou. Následující tabulka podává přehled o průměrných mocnostech cyklů a pískovcových vrstev v jednotlivých vrstvách. I z těchto průměrných hodnot vyplývají časové změny v celkovém charakteru sedimentace (mocnost pískovců je uvedena ve jmenovateli zlomku).

Průměrná mocnost cyklů a pískovcových vrstev (v m)

Tabulka 1

vrstvy	Ostrava	JZ OKR	Žukov—Karviná	
svr. sušské	—	—	11,1/ 3,4	limnické
spod. sušské	—	—	18,4/ 9,6	souvrství
sedlové	—	—	19,6/13,6	karvínské
porubské	—	—	9 / 6,8	
jaklovecké	9 /4,5	8,5/4,8	13 / 7	paralické
svr. hrušovské	13 /6,4	12,6/4,8	12 / 4,2	souvrství
stř. hrušovské	7,6/4	7,8/6,3		ostravské
spod. hrušovské	10 /4,6	7,6/3,4	10 / 4,8	
svr. petřkovické	12,8/6,8	9,7/5,5	14,2/ 7,1	
spod. petřkovické	11,5/6,3	8,5/5,1	15,2/10,7	

Mechanismus cyklické sedimentace

Jak jsem již uvedl, intermitentní subsidence byla provázena mimo sedimentační pánev obdobnými přerušovanými pohyby zdvihovými. Tuto spojitost pohybů je třeba ještě dále objasnit.

Začátek cyklu je kladen do báze pískovce a odpovídá regresivní fázi sedimentace, typické v marinním prostředí ústupem moře či laguny, v kontinentálním prostředí zanášením bažiny (rašeliniště) fluviatilními sedimenty. Zvýšená akumulace klastik uchovaných ve vrstevním profilu svědčí o zvýšeném klesání dna sedimentační pánve v příslušném úseku. Protože pokles není provázen pronikáním moře, ale obecně jeho ústupem a vytlačením říční sedimentací, lze příčiny spatřovat ve zdvizích okraje nebo zázemí pánve. Tyto pohyby porušovaly spádovou křivku toků, zesílily unášecí schopnost toků a přesunuly oblast akumulace transportovaného materiálu dále od oblasti snosu do pánve. Je samozřejmé, že vznik malých cyklů spíše souvisel s klimatickými změnami ovlivňujícími zvýšení vodnosti toků se stejnými následky, ale cykly řádově pětimetrové již tímto mechanismem lze sotva vysvětlovat. Proč by totiž se pak nevyskytovala obdobná cyklická sedimentace i v jiných pánvích, zejména v době sedimentace neprovázené tektonickým neklidem. Ocenění tektonického faktoru při vzniku cykličnosti je určeno právě zmíněným již časovým i prostorovým sepětím cyklické sedimentace s tektogenezí.

Z energičnosti a intenzity poklesů v pánvi, provázených vznikem mohutných cyklů, lze odvozovat analogicky stejně intenzivní zdvihy mimo pánev, a to v oblasti kontrolované příslušnými vodními toky, přinášejícími horninovou drť do příslušného sedimentačního prostoru. Vzhledem k tomu, že poklesy nebyly stejnoměrné, jak ukazuje nerovnoměrný vývoj a mocnost

cyklů (cykly nejsou v celé pánvi a namnoze ani v dílčích oblastech stálé), nelze předpokládat ani rovnoměrnost zdvihů. Tak jak nepravidelný vývoj cyklů a rozdílné mocnosti vrstev, jakož i existence synsedimentárních struktur v pánvi (J. Zeman 1964), ukazují, že poklesové pohyby byly diferencované, stejně diferencované byly zřejmě i pohyby zdvihové. Příčinou rozmanitosti byly nejen rozdílná napětí v deformovaných souvrstvích, ale i kerná členitost snosné a sedimentační oblasti. Jasným dokladem uvedené diferenciace pohybů je různý počet cyklů v mobilní a stabilní části pánve a různé zastoupení cyklů podle mocnosti.

Do tohoto rytmu sedimentace a zdvihů zasahovaly pohyby kolébavé, oscilace, jako pohyby vyššího řádu, a pohyby vlnovité, jako regionální pohyby nejvyššího řádu. Tyto pohyby usměrňovaly charakter sedimentace na velkých areálech a podmiňovaly i synchronní změny sedimentace v pánvi i mimo ni. Nástup a ústup jednotlivých amplitud těchto pohybů je zaznačen v mezocyklech a megacyklech, jako tektonicko-sedimentačních jednotkách vyššího řádu.

Na příklad období dočasné převahy jílovité sedimentace odpovídají v paralickém souvrství dlouhodobým marinním záplavám, po nichž zůstaly jílovcové vrstvy s mořskou faunou, vysledované většinou v celé pánvi. (Tyto vrstvy slouží pro spolehlivou korelaci velkých cyklických jednotek a pro prostorové sledování změn sedimentace a tektonických zásahů do ní.) Takovým obdobím odpovídalo uklidnění zdvihů v zázemí pánve a dokonce i celkový prohyb přesahující kontury sedimentační pánve.

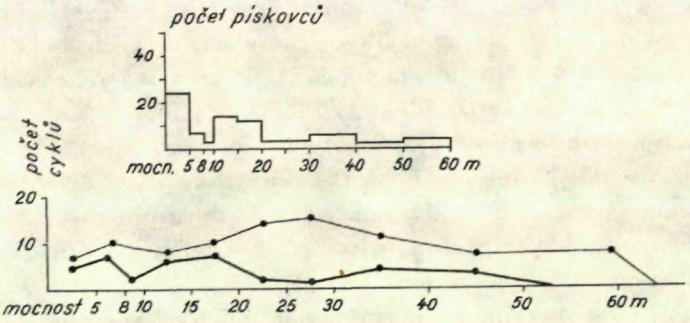
Naopak období zesílené písčité sedimentace a vznik slepencových vrstev byl spojen s intenzivními zdvihy, zasahujícími i za okraje sedimentační pánve, jak ukazují skryté diskordance, hiáty a fosilní zvětraliny v uhlonosných vrstvách (tzv. *pestré série* v OKR).

Období maxim kolébavých pohybů byla spojena s intenzivním vrásněním starších sérií v sousedství pánve a s ním spojenými energickými zdvihy. Tato tektogenní období jsou zaznačena nejen v hornoslezské uhelné pánvi, ale i v pánvích okolních (obr. 4). Regionální změny sedimentace pak zpětně dokládají širokou regionální působnost oscilujících pohybů vyššího řádu.

Změny v cyklické sedimentaci z hlediska jejího mechanismu byly tedy podmíněny interferencí kolébavých pohybů s nerovnoměrnými intermitentními pohyby, což vedlo k zesilování nebo zeslabení erozní, denudační a sedimentační energie. Různé kombinace uvedených vzájemných vztahů lze pozorovat ve vzájemných vztazích cyklické sedimentace různých řádů (J. Zeman 1960, 1964).

Začátek uhlonosné sedimentace se projevuje litologicky ve zvýšené písčitosti *petřkovických vrstev*, a to oproti *kulmu* až o 40 %. Toto období bylo provázeno silným tektonickým neklidem spojeným s vrásněním kulmských sérií, zánikem spodnokarbonského sedimentačního prostoru a přesunem mobilní části karbonské pánve do linie Příbor—Ostrava—Rybnik—Gliwice. Spodnonamurská sedimentace má výrazný deltový charakter. Tektonická aktivita se postupně zeslabila a rytmus sedimentace se stával rovnoměrnější. Křivky četnosti cyklů připomínají zrnitostní křivky dobře vytříděných sedimentů (obr. 1). Lze usuzovat, že i „vytříděný" charakter měl rytmus pohybů, provázený pravidelnějším střídáním krátkých období zdvihů — poklesů a období klidu.

Koncem *namuru A* se rytmus pohybů zvýrazňuje a stává se nepravidelným. Soudě podle mocností vrstev v megacyklech by bylo možno usuzovat i na zrychlené období střídání smyslu kolébavých pohybů. V tomto období se zvýrazňuje stavba jednotlivých cyklů (ostré kontakty mezi nimi, časté erozní výmoly na bázi cyklů) a zvětšuje se i podíl pískovců ve vrstvách. V *porubských vrstvách* se objevují i slepence.



Obr. 2 Četnost cyklů a pískovců sedlových vrstev. (Horní křivka je ze 3 vrtů sv. části Karvínska, dolní křivka z jz. části z 10 vrtů. Údaje o pískovcích jsou sumarizovány.)

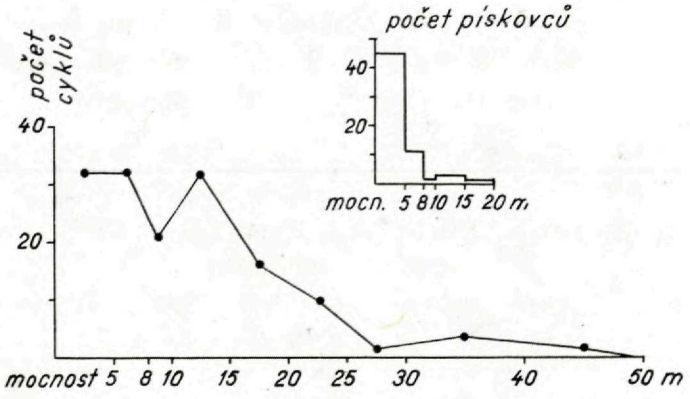
Abb. 2 Häufigkeit der Zyklen und Sandsteine aus den Sattelflöz-Schichten. (Die obere Kurve ist aus 3 Bohrungen im NO Teildes Gebietes von Karviná, die untere Kurve vom SW Teil aus 10 Bohrungen zusammengestellt Die Angaben über die Sandsteine sind summarisiert).

Na konci namuru A dochází k přerušení sedimentace po období dlouhodobě nepřerušené fytogenní sedimentace, během níž se v pánvi vytvořila nejstálejší a místy velmi mocná *sloj Prokop*.

Sedimentace *sedlových vrstev* (obr. 2) je typická výskyty slepenců (až 35 %), a velkým podílem pískovců (včetně slepenců 65—80 %). Po intenzivních a rychlých poklesech provázených zanášením pánve klastiky následovala období relativně klidnější s mohutnou akumulací rostlinné hmoty. Uhelné sloje dosahují mocnosti 4—6 m. Prudké výkyvy spádových křivek říčních toků ovlivňovaly erozi vytvořených slojí a zahlubování říčních koryt do starších sedimentů. Proto místy byly sloje zcela erodovány a v souvrství

se objevují až 80 m mocné komplexy pískovců a slepenců. Energické zdvihy okrajů pánve provázené zdvihy i v dřívější mobilní zóně přesunuly erozní bázi toků až do vlastní pánve. Období intenzivních tektonických pohybů spojených s vrásněním uhlonosných vrstev při západním okraji pánve bylo spojeno i s regionálním zdvihem okolních oblastí, kde rovněž během *namuru B* zjišťujeme výrazné změny sedimentace i stratigrafie. Přitom opět můžeme konstatovat, že nejvýraznější změny sedimentace spojené místy i se vznikem diskordance (východ. část hornoslezské pánve, západní část velké doněcké pánve) nalézáme při okrajích pánve, zatímco dále ve středu pánví jsou ohlasy na tektonický neklid slabé nebo dokonce neznatelné. V hornoslezské pánvi tektonické znaky v sedimentaci zůstaly zachovány proto, že mobilita provázející v namuru A západní okraj pánve se přesunula pod vlivem vyvrásňování a zdvihů směrem ke středu pánve, za *orlovskou vrásu* (J. Zeman 1964). V pánvi došlo ke geotektonické inverzi, protože za touto vrásou původně stabilní oblast se stala mobilní a začala rychleji klesat.

V nejvyšším *namuru* (C) začíná doznívat tektonický neklid hlavní vrásnící fáze v pánvi a počátkem vestfálu má již sedimentace obdobný charakter jako na př. v hrušovských vrstvách. (obr. 3) Sedimentace probíhala opět pod vlivem

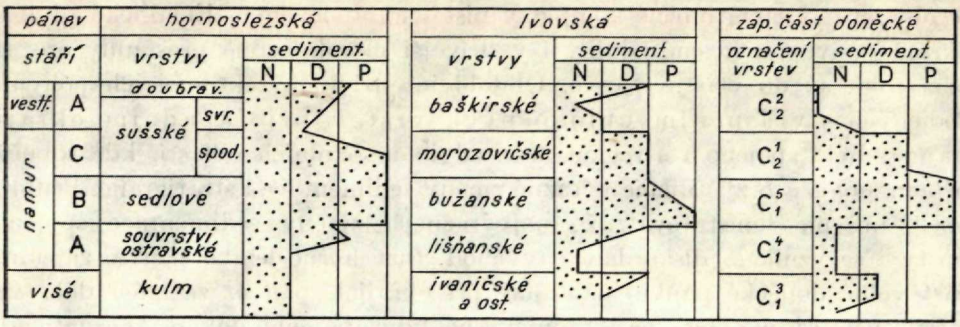


Obr. 3 Četnost cyklů a pískovců svrchních sušských vrstev. (Hodnoty byly vybrány ze 6 vrtů Karvínska.)

Abb. 3 Häufigkeit der Zyklen und Sandsteine in den oberen Suchá-Schichten. (Die Werte wurden aus 6 Bohrungen im Gebiet von Karviná genommen.)

vyváženého rytmu pohybů při působení širokého regionálního prohybu, který v některých částech pánve vedl k obnovení lagunární sedimentace a mimo pánev k návratu moře do prostorů uhlonosné sedimentace (pánve východní Evropy). Celkový rytmus sedimentace byl místně často narušován nerovnoměrnými poklesy ker podél synsedimentárních zlomů.

Obnovení tektonického neklidu je datovatelné až od *vestfálu C* mimo naše území. V této době pokračovaly zdvihy okrajů pánve, avšak v poinverzní centrální depresi již k vrásnění nedošlo. Pokud tedy nastaly pohyby koncem karbonu, spojované s tzv. *asturskou fází*, měly nejvýše již jen posthumní ráz, ale v žádném případě roli hlavní vrásnící fáze.



Obr. 4 Změny sedimentace koncem namuru v hlavních uhelných pánvích střední a východní Evropy. Vysvětlivky k typu sedimentace: N — neritický, D — deltový, P — piedmontní typ

Abb. 4 Änderungen der Sedimentation am Ende des Namur in den wichtigsten Kohlenbecken von Mittel- und Osteuropa. Erläuterungen zum Type der Sedimentation: N — neritisch, D — Delta-Typ, P — Piedmont-Typ

Závěr

Z uvedeného rozboru tektonického vývoje, zrcadlícího se ve změnách cykličnosti sedimentace, vyplývají některé obecnější poznatky, které jsou v souladu s poznatky z jiných oblastí, kde se tektonický vývoj sledoval obdobným způsobem.

1. Tenké cykly, které jsou v uhlonosném komplexu nejčastější, mají obvykle málo pískovců a jsou mezi sebou spojeny pozvolnými přechody. Z tektonického hlediska odpovídá jejich vznik období relativního klidu spojeným s vyváženým rytmem pohybů v pánvi i okolí. Prostorová nestálost cyklů je ovlivněna různou mobilitou ker podkladu pánve. Diferenciace pohybů naznačuje kernou inhomogenitu v oblastech klesajících i stoupajících.

2. Mohutné cykly s velkým podílem pískovců indikují období intenzivního neklidu, kdy ve snosné oblasti dochází k energickým přerušovaným zdvihům a nové série vrstev jsou vrásněny.

3. Výjimečnost výskytu mohutných cyklů s komplexy pískovců naznačuje období zesílené tektonické aktivity následující po období relativního klidu. Z hlediska tektonických projevů můžeme prokázat jejich fázovitost pokud máme na mysli projevy velké intenzity — období rozsáhlejší tvorby struktur. Vznik takové fáze tvorby struktur předchází období narůstajícího neklidu a po jejím vyvrcholení nastává postupné uklidňování a doznívání intenzivnějších pohybů. Fáze vrásnění se tedy neobjevují náhle, skokem.

4. Kolébavé pohyby, resp. vlnovité pohyby, mají regionální uplatnění a mohou probíhat se zvýšenou intenzitou i na větších areálech.

V takovém případě může vrásnění probíhat současně na několika místech, i když z hlediska každé megastruktury má autonomní charakter. Užijeme li tradičních termínů, pak vedle sebe probíhají pohyby orogenetické a epeirogenetické.

5. Zvrásnění moravsko-slezského karbonu proběhlo v několika fázích, přičemž asturské fázi na našem území lze přisoudit jen podřadnou roli, nejvýše epeirogenní projev.

6. Vrásnění bylo úzce spojeno se zdvihy, které mění svou amplitudu podle množství akumulované a uvolňované energie.

V předloženém článku jsem na několika příkladech z dobře známého uhlonosného souvrství v československé části hornoslezské pánve chtěl poukázat na nutnost datovat vrásnění podle souboru znaků a ne jen podle úhlových diskordancí nebo stratigrafických hiátů. Tyto znaky, považované snad ještě za přímé, mají menší hodnotu, než se jim přisuzovala dosud. Pro tektonické pohyby je jedním z nejcitlivějších indikátorů sedimentace a její změny. Samozřejmě nejvhodnější z tohoto hlediska je pak synorogenní sedimentace cyklicky nebo rytmicky vrstvených sérií.

Do tlače odporučil M. Mahel

LITERATURA

[1] Bubnoff S., 1931: Grundprobleme der Geologie, eine Einführung in geologisches Denken. Verl. Borntraeger, Berlin. — [2] Déleau P., 1960: Sédimentation et tectonique. C. R. IV. congr. stratigr. carbon. Heerlen, T. 1., Maestricht. — [3] Lotze F., 1951: Über synorogene Sedimentation. Zeitschr. d. d. geolog. Gesellschaft, 102 (1950), 163, Hannover. — [4] Pruvost P., 1930: Sédimentation et subsidence. Cent. de la Soc. géol. France, Livr. jubilée 1830—1930, v. 2., Paris. — [5] Šatskij N. S. 1951: O dlitělnosti skladkoobrazovanija i fazach skladčatosti. Izv. AN SSSR, ser. geolog., n. 1., Moskva. — [6] Zeman J., 1959a: Typy sedimentačních cyklů uhlonosných vrstev ostravsko-karvínského revíru. Věstník ÚÚG, 34, Praha. — [7] Zeman J., 1959b: Mocnosti produktivního karbonu hornoslezské pánve a její čs. části. Věstník ÚÚG, 34, Praha. — [8] Zeman J., 1960: Megacyklothemy v ostravsko-karvínském revíru. Věstník ÚÚG, 35, Praha. — [9] Zeman J., 1962: in Z. Roth et al.: Vysvětlivky ke geologické generální mapě — list Ostrava. Geofond, Praha. — [10] Zeman J., 1964: Sedimentační a tektonický vývoj uhlonosného karbonu československé části hornoslezské pánve. Kandidátská disertační práce, MS, VŠB Ostrava.

JAROSLAV ZEMAN

DIE SEDIMENTATIONSÄNDERUNGEN IM MÄHRISCH-SCHLESISCHEN KARBON ALS EIN MITTEL DER FALTUNGSPHASENDATIERUNG

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Die Sedimentation spiegelt den Wechsel der tektonischen Bewegungen innerhalb und auch ausserhalb des Beckens wieder. Man kann deshalb aus dem Rhythmus der intermittierenden Subsidenz auf den analogen Rhythmus der vertikalen Hebungen, die allgemein mit Deformationen von verschiedener Intensität verbunden sind, ausserhalb der Saumsenke schliessen.

Aus der Entwicklung der zyklischen Sedimentation geht hervor, dass in Zeitabschnitten relativer tektonischer Ruhe die überwiegend kleinmächtigen Zyklothemen durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden sind. In tektonisch unruhigen Zeitabschnitten sind die Grenzen zwischen den einzelnen Zyklothemen scharf, häufig mit Erosionsauswaschungen an der Basis der Sandsteinglieder. In diesem Fall nimmt die Mächtigkeit der Zyklotheme und besonders der Sandsteinglieder zu.

Wir können synorogene Perioden, die sich durch grössere Strukturdeformationen äussern, und zwischenorogene, durch Spannungsakkumulation und kleine Deformationen gekennzeichnete Perioden unterscheiden. Diese Bewegungen höherer Ordnung äussern sich in den Megazyklen und teilweise auch in den Mesozyklen, die in grossen tektonischen Einheiten des Beckens relativ sehr beständig sind. Die Zyklothemenbeständigkeit dagegen ändert sich schnell und hängt hauptsächlich von verschieden starken Bewegungen der einzelnen Schollen innerhalb des Beckens ab. Diese Inhomogenität geht meistens aus den Mächtigkeitsänderungen der Schichtengruppen und faziellen Änderungen hervor. Die Schollen sind durch die in dem Beckenunterbau gegründeten Tiefenstörungen begrenzt und werden im Laufe der Faltenhebungen verschieden gefaltet, gehoben oder versenkt.

Aus dem komplizierten zyklischen Bau der kohlenführenden Sedimente wurden diese Folgerungen abgeleitet:

Die Gründung der kohlenführenden Sedimentation am Anfang des Namur A ist mit der Verschiebung der mobilen Beckenzone als Folge der Auffaltung des Rückenlandes (Oberes Visé) verbunden.

Eine weitere, im Becken die stärkste, Faltung verschob sich ins Innere des Beckens am Ende des Namur, A mit ihrer höchsten Intensität im Namur B und C. Sie wurde von grobklastischer Sedimentation und mächtigen Zyklothemen begleitet.

Während der Faltung der mobilen Zone im westlichen Teil des Beckens kam es zur geotektonischen Inversion: die gefalteten Serien wurden gehoben und in ihrem amnächsten liegenden Vorland setzte die kohlenführende Sedimentation ein (die Karviná-Schichtenfolge).

Im Westphal B handelte es sich schon mehr um eine germanotype Faltung.

Später, am Ende des Westphals, hoben sich die Beckenränder, wo die Bruchbewegungen (meistens synsedimentär verlaufende) und die Bildung der flachen Brachystrukturen überwiegen.

So kann der Asturischen Phase, die H. Stille für Schlesien als die einzige regionale strukturbildende Phase hielt, eine räumlich nur eng begrenzte Bedeutung beigemessen

werden. Man kann sie mehr zu den nachorogenen Bewegungen stellen. Die Faltung des Oberschlesischen Beckens war kein einphasiger Akt, sondern ein „mehrphasiger" Prozess, eine zeitlich langdauernde Bildung der Strukturen mit Schwankungen der Intensität. Eine Datierung der Faltungsphasen, die sich nur auf die Winkeldiskordanzen begrenzt, ist ohne Studium weiterer tektonischer Äusserungen unhaltbar.

Preložil autor

Geologické práce, Správy 57 | str. 331—338 | Bratislava | 1971

PAVOL GRECULA*

K PROBLEMATIKE KALEDÓNSKEHO VRÁSNENIA V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ

(2 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The author treats the problem of the so-called Spiš phase basing upon the new stratigraphy of the Old Palaeozoic complexes in the Spišsko-gemerské rudohorie mountains by means of the analysis of tectonic styles of the particular members of the Old Palaeozoic. The Rakovec series is considered one of the formations of the uppermost, volcanic complex of the Old Palaeozoic of the Gemerides. Local effects of deformations are due to the activity of the same folding phase which caused the cross schistosity and the fold-slice structure of the Gemeride Palaeozoic. The slip breccia in the lower part of the volcanic beds indicate the non-folding activity of the tectonic phase.

Prejavy vrásnivých a metamorfných fáz sú evidentnejšie a tým aj dokázateľnejšie v tých súvrstviach, ktoré sú stratigraficky dobre prepracované. Naproti tomu v sériách kryštalických bridlíc iba s pravdepodobným vekovým zaradením je otázka vrásnivo-metamorfných procesov či jednotlivých fáz nadmieru zložitá. Deformačné fázy možno tam stanoviť iba podrobným štúdiom tektonických fácií a štýlov, porovnávaním elementov jednotlivých tektono-metamorfných celkov, objavovaním sa typických orogénnych či poorogénnych sedimentárnych fácií, stupňom a charakterom metamorfózy.

Tieto pomocné kritériá sme uplatňovali aj pri štúdiu stratigrafie a tektoniky v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Nejasnosť v stratigrafii od začiatku výskumu spôsobovala aj neujasnené predstavy o stavbe pohoria a príčinách ich tektonických deformácií — orogénnych fáz a to najmä v staršom paleozoiku.

Fylit-diabázová séria a gelnická séria boli vyčlenené na základe rozdielneho charakteru vulkanizmu. Deformačné diferencie medzi sériami podrobnejšie definoval až M. Máška (1955) (in O. Fusán—M. Máška—V. Zoubek 1955) na základe drobnoštruktúrnej analýzy a to účinkom spišskej fázy vrás-

* Geologický prieskum n. p., Spišská Nová Ves

nenia, prislúchajúcej kaledónskemu orogénu. Túto myšlienku neskôr rozpracovali ďalší autori (L. Snopko—A. Klinec, Š. Bajaník a i.). Návrh nového stratigrafického delenia staršieho paleozoika (P. Grecula 1970) priniesol aj nový pohľad na existenciu spišskej fázy.

Nová stratigrafia spočíva v rozdelení gelnickej série v novom ponímaní na 3 faciálne celky a to odspodu: fácia psamitická — flyšová, fácia grafitických bridlíc — euxinská a najvyššie fácie vulkanogénna, v rámci ktorej rakovská séria predstavuje iba jeden z jej vývinov. Pre lepšiu orientáciu čitateľa používam tu názvy *gelnická* a *rakovská* séria.

Pri posudzovaní tektonického štýlu oboch sérií nebol konštatovaný rozdiel, ktorý by upozorňoval na účinky nejakej deformačnej fázy. Diferencie deformačných produktov dvoch vrásnivých intervalov, aj za predpokladu vzájomného prekrytia by mali byť aspoň čiastočne evidentné. Neboli pozorované ani v širšej oblasti Dobšinej (L. Rozložník 1965), kde pôvodne diskordancia bola stanovená. Obe série majú rovnaký vývoj plošných štruktúr (vrstevná i priečna bridličnatosť), ako aj závislosť ich vývoja od fyzikálno-mechanických vlastností litologických typov hornín, najmä u vulkanických komplexov.

Povaha a stupeň tektono-metamorfnej deformácie v rámci staršieho paleozoika je jednotná.

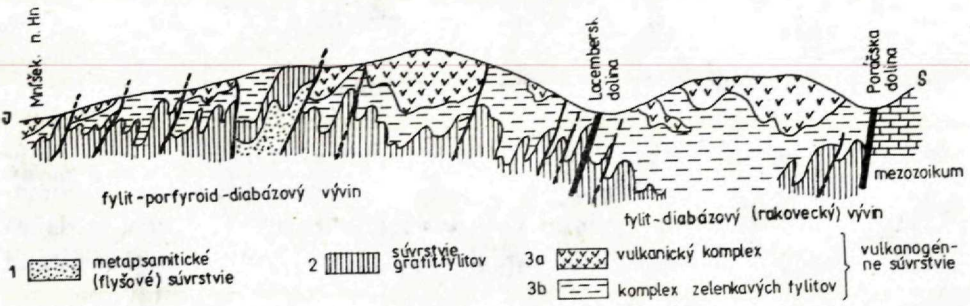
Rozdiely charakteru prizlomových deformácií sú však pozorovateľné, a to pri regionálnejších prešmykových líniách ako je jedľovská línia (P. Grecula 1970), a hnilecká línia (M. Máška 1961). Niekde sa nachádzajú na domnelom styku rakovskej a gelnickej série, inde vnútri gelnickej série. Nejde však o prejav samostatného orogenetického intervalu, ale iba o jeden z tektonických pulzov (v zmysle A. Ramsaya 1963) v rámci tej istej orogenetickej fázy, účinkom ktorej vznikla priesečná bridličnatosť, vrásovo-prešmyková a šupinovitá stavba paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Preto aj miestne prejavy diskordantného vzťahu drobnotektonických elementov gelnickej a rakovskej série (konštrukčného charakteru) možno zahrnúť do kategórie vyššie uvedených deformácií.

Pri posudzovaní tektonických diferencií medzi gelnickou a rakovskou sériou sa dosiaľ v podstate iba porovnávali plošné lineárne prvky. Porovnaním vrás mezoskopických či makroskopických rozmerov oboch sérií bola venovaná najmenšia pozornosť, hoci sú veľmi dôležitými ukazovateľmi deformácií súvrství. Tento zložitý problém sťažuje aj okolnosť, že vrásy v mezoskopických okrskoch fylitických a vulkanogénnych hornín majú litologicky homogénnejšie prostredie. Všimnime si bližšie tektonického štýlu jednotlivých členov staršieho paleozoika (obr. 1).

Spodná časť gelnickej série je tvorená mocnými kompetentnými horninami flyšovej povahy a za kompetentné možno považovať aj vulkanické horniny

zaberajúce vrchnú časť stratigrafickej sekvencie. Medzi nimi ako nekompetentná poloha je súvrstvie grafitických, sericitických a chloritických fylitov, ktoré zohralo významnú úlohu pri tvorbe a štýle veľkých vrás.

Spodný komplex — poloha flyšových hornín — kompetentný je značne mocný (1—2 km), v nadloží prikrytý plastickým súvrstvím. Pod vplyvom



Obr. 1 Geologický rez starším paleozoikom so zameraním na tektonický štýl stavby a vzájomný vzťah jednotlivých súvrství a vývinov

Fig. 1 Geological cross section of the Lower Paleozoic with respect to tectonic style of structure and mutual relation of separate beds and evolutions

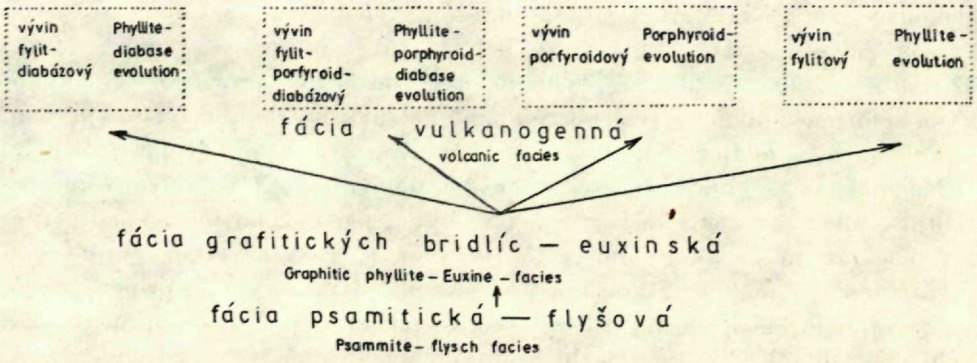
orogénnej pohybovej zložky a tlakom nadložných vrstiev, vytvoril sa v ňom vrásový systém s veľkou amplitúdou vrás (radu 100 m až km) s charakteristickou veľkou výškou vrásy s vytiahnutými ramenami — typ kongruentných vrás v zmysle G. D. Ažgireja (1956) a uzavretých vrás v zmysle M. P. Billingsa (1965). Nadložné plastické súvrstvie fylitov prevzalo štýl ohybových deformácií podložia (v generálnej mierke), avšak v detailoch pod vplyvom kompetentného podložia i nadložia predstavovalo štýl akéhosi disharmonického vrásnenia, tzv. sekundárny štýl v zmysle M. Maheľa (1963). Toto kompetentné vulkanické nadložie však pod vplyvom plastického fylitického podložia (na ktorom už akoby „plávalo") vytvorilo vrásy s veľkou amplitúdou a väčšinou aj s malou výškou vrásy. Vznikol štýl akejsi voľnej pripovrchovej vrásovej deformácie, s plytkými otvorenými vrásami. Miestami je to iba zvlnenie vulkanického komplexu (Stará Voda—Švedlár).

Uvedené deformácie — vrásových štruktúr — vznikli v jednej orogénnej fáze (hercýnskej ?) a za nasledujúceho paroxyzmu boli dotvorené a veľmi silne prepracované hlavne disjunktívnou tektonikou (prešmyky, zošupinatenie). Celkový makroskopický charakter vrásových štruktúr je aj dnes natoľko zrejmý, že ho možno porovnávať v oboch sériách. Zvlášť pozoruhodný je vrásový štýl vo vulkanickom súvrství gelnickej série. Pri štúdiu stavby vidíme bez ohľadu na to, či je to porfyroidový komplex gelnickej série, alebo diabázový komplex (rakovská séria), že vždy ide o ten istý typ vrásovej defor-

mácie, t. j. o typ otvorených vrás. Je pochopiteľné, že podobný štýl môže vzniknúť za rôznych orogenetických intervalov, avšak za spolupôsobenia približne tých istých určujúcich fenoménov (horninové prostredie, tektonický plán, funkcia podložia), tak ako o tom usudzuje M. Maheľ (1967). Za predpokladu, že gelnická séria bola zvrásnená v kaledónskej fáze a rakovská séria až v hercýnskej, musel byť v oboch sériách aj rôzny typ tektonickej deformácie, ako je to v tektonickom štýle staršieho a mladšieho paleozoika.

Popri skúmaní prejavu tektonických fáz v oboch sériách je veľmi dôležité zaoberať sa aj ich litofaciálnymi vývojmi. Námietky, že ide o rozdielne faciálno-vulkanogénne vývviny, sú opodstatnené. Podľa nového stratigrafického delenia staršieho paleozoika (P. Grecula 1970) ide však o synchrónne vývviny v rámci toho istého člena. Sedimentačný priestor je však rozdelený na komunikujúce časti s rôznymi vývinmi vulkanizmu, dnes tektonicky zblíženými hnileckou líniou a preto je u nich taká rôznosť vulkanizmu. Miestami (napr. Kojšov, Nálepkovo a i.) má toto zblíženie výrazný násun tzv. porfyroidového vývinu (gelnická séria) na diabázový vývin (rakovská séria).

Uplatnenie sa spišskej fázy poznať podľa vzťahu rakovskej série k podložiu v zmysle faciálnom. V gelnickej sérii boli preukázané 3 základné faciálne vývoje, ktoré navzájom zachovávajú tú istú superpozíciu. Tieto fácie sú zároveň aj tektofáciami (v zmysle W. C. Krumbain — L. L. Sloss 1959), ktoré odrážajú špecifický tektonický režim počas sedimentácie (obr. 2).



Obr. 2 Faciálny vývin staršieho paleozoika (gelnickej série)

Fig. 2 Facial development of the Lower Paleozoic (the Gelnica series)

Štúdium litologického vývoja v oblasti výskytu rakovskej série ukazuje a vrtný prieskum to potvrdzuje, že rakovská séria sa pozvoľne vyvíja z fácie grafitických bridlíc (charakteristických pre gelnickú sériu) presne tak, ako vulkanogénna fácia v gelnickej sérii. Táto základná črta faciálneho vývoja presvedčuje, že vulkanické komplexy, či už tzv. porfyroidového alebo fylit-

diabázového vývoja zaujímajú v stratifikácii hornín, dnes považovaných za staršie paleozoikum, vrchné časti a predstavujú ukočenie plynulého sedimentačného vývoja panvy s charakteristickým syntektonickým režimom a priestorove diferencovaným vývojom vulkanizmu. To pochopiteľne odporuje myšlienke existencie vrásnivo-metamorfnej spišskej fázy medzi gelnickou a rakovskou sériou.

Ak litofácie odrážajú tektonické podmienky sedimentácie, potom je potrebné predsa len uvažovať o tektonických pohyboch na rozhraní fácie grafitických bridlíc a vulkanogénnej fácie, resp. aj počas nej. Na mnohých miestach v spodnej časti vulkanogénnej fácie je psamitický, lokálne hrubopsamitický vývin s polohami brekcií, ktoré obsahujú úlomky podložných hornín (grafitických bridlíc, lyditov, pieskovcov) v chaotickom usporiadaní. Vyskytujú sa obyčajne naspodu rytmu s postupným prechodom do psamitov až pelitov. Usudzujeme, že ide o typ sklzových brekcií, ktoré poukazujú na podmorské zosuny a turbiditné prúdy, vznikajúce zmenou sklonu sedimentáčného svahu, pod vplyvom tektonických pohybov. Na ich prejavy poukazuje aj psamitická sedimentácia na začiatku vulkanickej fácie a mohutná vulkanická činnosť, čo spolu spôsobilo aj zánik predošlej euxinskej fácie.

Datovať tieto pohyby a posúdiť, ktorá orogénna fáza zvrásnila a metamorfovala staršie paleozoikum, je veľmi problematické, pretože nepoznáme stratigrafický rozsah sedimentárno-vulkanických komplexov staršieho paleozoika. Za predpokladu, že by zaberali celé staršie paleozoikum (čo je málo pravdepodobné), kaledónsky orogén by sa vrásnivo-metamorfne neprejavil, zodpovedali by mu nedeformačné tektonické pohyby na rozhraní euxinskej a vulkanogénnej fácie. Nie je ani vylúčené, že stratigrafický rozsah je kambriumsilúr, v tom prípade gelnická séria v novom zmysle plus bývalá rakovská séria bola zvrásnená už kaledónsky a sedimentácia bola obnovená až v karbóne. Nie je však vylúčená ani možnosť, že gelnická séria je pokaledónska a predsudetsko-hercýnska, t. j. devón, resp. vrchný silúr—spodný karbón. Tento problém bude jasný až po vyriešení stratigrafie staršieho paleozoika.

Z dnešných poznatkov možno konštatovať, že rakovská séria je súčasťou vrchného vulkanického súvrstvia gelnickej série, ktoré sa pozvoľne vyvíja z predošlej fácie grafitických bridlíc. Tento poznatok súčasne potom popiera aj existenciu spišskej fázy v tom zmysle, ako bola stanovená a novšie dokazovaná.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Ažgirej G. D., 1956: Strukturnaja geologia. Moskva. — [2] Billings M. P., 1965: Structure geologie, New York. — [3] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie SpGR. Geol. práce, Správy 12. GÚDŠ, Bratislava — [4] Grecula P., 1970: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika gemeríd. Min. slovaca č. 7, Spišská Nová Ves. — [5] Grecula P., 1970: K stratigrafii gelnickej série SpGR. Min. slovaca č. 7, Spišská Nová Ves. — [6] Krumbein W. C. — Sloss L. L., 1958: Stratigraphy and Sedimentation, San Francisco. — [7] Maheľ M. 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overthrustes in Central Carpathian Mesozoic. Geol. práce, Správy 28, GÚDŠ, Bratislava. — [8] Maheľ M., 1967: Regionální geologie ČSSR — Záp. Karpaty, Praha. — [9] Máška M., 1961: Kaledonský a varísky vývoj (in Tektonický vývoj Československa), Praha. — [10] Rozložník L., 1965: Analýza štrukt.-metalog. elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. Sbor. geol. vied Západní Karpaty, zv. 7. GÚDŠ, Bratislava.

PAVOL GRECULA

ON THE QUESTION OF THE CALEDONIAN FOLDING IN THE SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE MTS

(Summary of the Slovak text)

In the Lower Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. two series — the Gelnica and the Rakovec (phyllite-diabase) ones were determined. The stratigraphic extent of those is unknown for absolute lack of fossils. These two series were distinguished on the basis of different nature of volcanism. The deformation differences between these series were defined on the basis of microstructural analysis more in detail by M. Máška in 1953 (in O. Fusán — M. Máška — L. Zoubek 1955) and are considered to be due to the Spiš folding phase referred to the Caledonian orogene. Later on this conception was also studied and supported by further authors (L. Snopko, A. Klinec, Š. Bajaník, etc.). The new stratigraphic division of the Lower Paleozoic proposed by P. Grecula in 1970 includes also a new viewpoint of the existence of the Spiš phase.

Problems of stratigraphy being in connection with this are described in detail in the author's paper mentioned above. This new stratigraphy consists in dividing the Gelnica series into 1. the lowermost psammite — flysch facies, 2. the facies of graphitic schists (the Euxene facies), and 3. the uppermost volcanic facies. According to the new stratigraphy the Rakovec series is considered to be only one of the local developments of this volcanic facies of the Gelnica series.

Deformation product differences of the two folding intervals are believed to have been partly evident. Those have not been even observed in the wider area of Dobšiná (L. Rozložník 1967), where unconformity was originally determined. Development of planar structures in both the two series is of the same nature (bedding schistosity and cleavage) as well as the dependence of their development on the physical — mechanical properties of lithological rock types, especially when comparing the rocks of volcanic complexes.

Tectono — metamorphic deformations in the Lower Paleozoic are homogeneous in degree and nature.

In the surroundings of faults, however, certain differences in nature of deformations are observable, especially in the vicinity of the regional overthrust lines (e. g. the Jedlovec line — Grecula, 1970, the Hnilec line — M. Máška 1961) being situated at the supposed contact of the Rakovec and Gelnica series as well as within the Gelnica series.

If a folding and metamorphic phase had taken place between these series, then some difference in the folding style of both series would have been apparent, too.

The lowermost competent flysch beds being considerably thick (1 to 2 km) but overlain by plastic beds are responsible for a fold system formation characterized by great fold amplitude (100 m to 1 km), but also by a typical great height of fold with tectonically reduced limbs (similar fold type — according to Ažgirej 1956) or closed ones (according to Billings 1965). The plastic overlying beds of phyllites took the style of flexural deformations of the underlying ones (in general sense), but in detail they represented a style of disharmonic folding under the influence of the competent underlying and overlying rocks, or a secondary style according to M. Maheľ (1964). These competent overlying volcanic beds, under the influence of plastic underlying phyllites (on which they seem to be „floated" already) were responsible for formation of folds with great amplitude and predominantly with a small height of fold. A certain loose near-surface fold deformation style with open folds of small height originated in this way. In some places, it seems to be only undulation of the volcanic complex (Stará Voda—Švedlár).

The Rakovec series is of the same folding style as the volcanic beds of the Gelnica series, to which the Rakovec series is also referred.

This deformation type, as a complex of fold structures, is considered to have been originated during one orogenetic phase (Hercynian ?) having been terminated and very highly affected, predominantly by disjunctive tectonics (overthrusts, imbricate structure). The complex macroscopic nature of fold structures seems to be so apparent, that those can be compared in both of the two series at the present time, too.

Besides studying manifestations of tectonic phases in both of the two series, observation of their lithofacial development seems to be very important, too.

Opinions concerning the different facial — volcanic evolutions in both of the two series situated one beside other may be accepted. But according to the new stratigraphic division of the Lower Paleozoic (P. Grecula 1970) these evolutions were effected within the same time and within the same facies. The sedimentary basin, however, is divided into partially connected segments with different developments of volcanism. At the present time, these different facial evolutions with intermediate members are tectonically proximated by the Hnilec line (M. Máška 1961), that is why such a marked difference of volcanism can be observed there. In some places (e. g. Kojšov, Nálepkovo) this proximity is manifested by a conspicuous thrust of the porphyroid evolution (the Gelnica series) over the diabase evolution (the Rakovec series).

The relation of the Rakovec series and the underlying beds according to facial development is considered to be the most important problem concerning the question, if the Spiš phase took place or not. Within the Gelnica series three basic facial developments preserving the same mutual superposition were recognized. At the same time, these facies are considered to be also tectofacies (according to W. C. Krumbein—L. L. Sloss 1959) reflecting specific tectonic conditions in the course of sedimentation.

The Rakovec series was gradually developing from the facies of graphitic schists (being characteristic for the Gelnica series) as it did the volcanic facies within the Gelnica series. This opinion is supported by the results of the lithological development study in the area where the Rakovec series is to be found as well as proved by deep drilling. This basic feature of facial development indicates that volcanic complexes of porphyroid

or phyllite — diabase evolution are situated in the upper parts in the stratification of rocks — beds considered at the present time as Lower Paleozoic, and represent the termination of a continuous sedimentary development of the basin with characteristic syntectonic conditions and spatially differentiated development of volcanism.

In conclusion it can be said that the Rakovec series seems to be only a part of the uppermost volcanic beds of the Gelnica series gradually developing from the preceding facies of graphitic schists, as indicated by the present study of relations of the Gelnica and Rakovec series. This fact then gives evidence against the existence of the Caledonian Spiš phase.

Preložila M. Vikisalyová

Geologické práce, Správy 57 | str. 339—348 | Bratislava | 1971

ANDREJ ABONYI*

STRATIGRAFICKO-TEKTONICKÝ VÝVOJ KARBÓNU GEMERÍD ZÁPADNE OD ŠTÍTNICKÉHO ZLOMU

(3 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. Basing upon lithofacial parallelization, the author determined three Upper-Carboniferous bed sequences. In the overlier of the Upper Carboniferous, the Rakovec series has been determined. The Rakovec series and Upper Carboniferous rest between the Lubeník—Margecany and Hrádok—Železník lines. The analysis of the tectonic structure in the area to the west of the Štítnik fault showed that basic volcanism in the Rakovec series, in Upper Carboniferous and Permian of the Choč formation was restricted to the same deep-seated tectonic lines, and that the sedimentation area of the Choč Permian and Mesozoic was in the stratigraphic overlier of the Gemeride Upper Carboniferous.

Úvod

Práca vychádza z detailnej litofaciálnej paralelizácie vrchnokarbónskych súvrství v gemeridách a opiera sa o výsledky paleontologických výskumov (B. Bouček—A. Přibyl 1960). Podrobný faktografický materiál (geologické profily na základe prieskumných prác a iné) v článku nie je možné uvádzať, a obmedzuje sa len na závery, ktoré z nich vyplývajú. V súvislosti s litologickým vývojom karbónu rieši niektoré otázky vývoja sedimentačnej panvy a synsedimentárnej tektoniky. Podrobnejšie osvetľuje vzťah vrchného karbónu k rakovskej sérii v oblasti z. od štítnického zlomu, kde v podloží paleontologicky dokázaného vrchného karbónu bola vyčlenená rakovská séria (A. Abonyi 1971), doteraz všeobecne považovaná za vrchný karbón. Ďalej sa tu rieši otázka geologickej stavby vrchného karbónu v celej dĺžke pruhu od Podrečian až po Košice (obr. 1), jeho vzťah k stratigrafickému podložiu a nadložiu a k priľahlým útvarom, s ktorými je v tektonickom styku. V súvislosti s tým sa dotýka aj niektorých otázok regionálnej tektoniky hlavne na základe údajov z oblasti z. od štítnického zlomu. Podľa interpretácie

* Geologický prieskum n. p., Spišská Nová Ves

regionálnej tektoniky bola tu vymedzená pomerne úzka synklinála pretrvávajúca od sedimentácie rakovskej série a vrchného karbónu až do mezozoika, viazaná na hlboko založené tektonické línie, s bázickým vulkanizmom v rakovskej sérii, vo vrchnom karbóne i v perme (obr. 2, 3). Na základe novozistených údajov predpokladáme, že chočský vývoj permu a mezozoika sedimentoval v tejto synklinále v nadloží vrchného karbónu a jazvou po chočskom príkrove nie je lubenícko-margecianska línia (ako sa doteraz predpokladá — O. Fusán 1965, A. Biely—O. Fusán 1967, A. Biely—J. Bystrický—O. Fusán 1968), ale novovymedzená hrádocko-železnícka línia, obmedzujúca pruh vrchného karbónu z jv. strany. Za kriedového vrásnenia došlo k značnému skráteniu priestoru pôvodnej synklinály a mladšie útvary (perm, najmä však mezozoikum) sa odlepili od podložia a boli presunuté v podobe chočského príkrovu ďalej na sever. Staršie útvary (rakovská séria a vrchný karbón) monoklinálne uložené medzi dvoma násunovými líniami, tvoria bazálnu časť chočského príkrovu alebo predstavujú jeho koreňovú oblasť.

Stratigraficko-tektonický vývoj vrchného karbónu

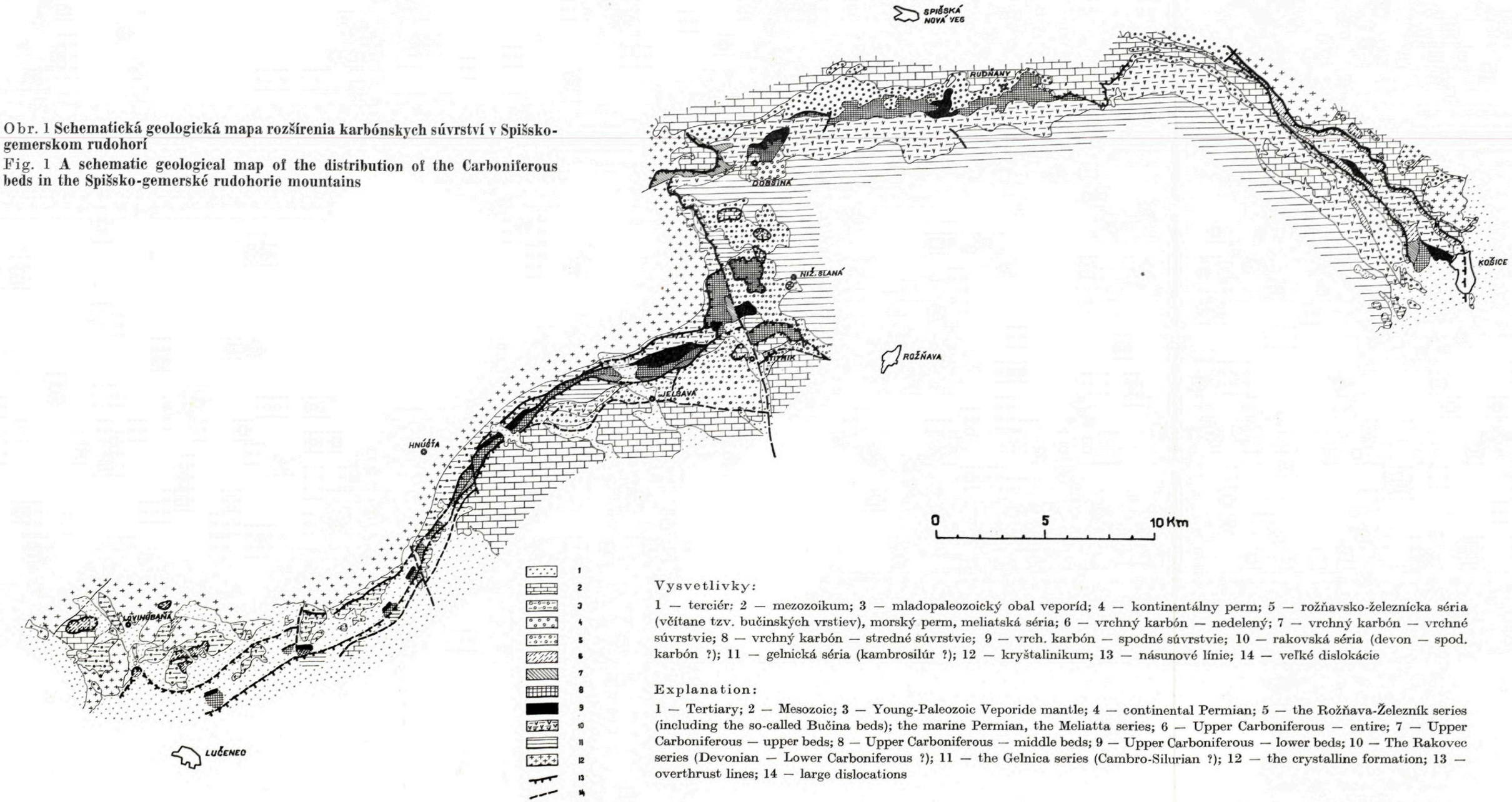
Vrchný karbón vystupuje na s. okraji gemeríd na styku s vyššie metamorfovanými komplexmi veporíd a tatríd. Jeho bázu tvoria výlučne horniny rakovskej série. Tam, kde sa karbónske horniny nachádzajú v nadloží iných útvarov, sú v tektonickom styku prevažne po príkrovových plochách. V oblasti medzi Dobšinou a Košickou Belou leží vrchný karbón na rakovskej sérii zjavne diskordantne a transgresívne. V oblasti z. od štítnického zlomu a v oblasti Košíc už nie je diskordancia taká zreteľná.

Rakovská séria v oblasti z. od štítnického zlomu leží v stratigrafickom podloží vrchného karbónu a je od nej oddelená malou uhlovou diskordanciou (15° — A. Abonyi 1971). Zo sz. strany ju obmedzuje lubenícko-margecianska línia, pozdĺž ktorej leží na permskom obale veporíd. Táto línia často prebieha šikmo na smer vrstevnatosti rakovskej série, v ktorej vrstvy sú postupne smerom od podložia tektonicky redukované. Najstaršie členy vystupujú na s. okraji pruhu a úklon vrstevnatosti sa pohybuje medzi 30—45° k J alebo JV (obr. 1).

Litologická náplň rakovskej série v oblasti Jelšavy: Na báze vystupujú grafitické metakvarcity s hojným pyritom, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do metakonglomerátov a piesčitých fylitov. V ich nadloží vystupujú sericitické a chloritické fylity s ojedinelými polohami diabázových tufov a tufitov, ktorých celková mocnosť dosahuje až 500 m. Vo fylitoch vystupujú aj ojedinelé telesá serpentinitov. Vo vrchnej časti rakovskej série sa nachádzajú aj tenké polohy magnezitov, ktoré vznikli metasomatózou

Obr. 1 **Schematická geologická mapa rozšírenia karbónskych súvrství v Spišsko-gemerskom rudohorí**

Fig. 1 **A schematic geological map of the distribution of the Carboniferous beds in the Spišsko-gemerské rudohorie mountains**



Vysvetlivky:

1 — terciér: 2 — mezozoikum; 3 — mladopaleozoický obal veporíd; 4 — kontinentálny perm; 5 — rožňavsko-železnícka séria (včítane tzv. bučinských vrstiev), morský perm, meliatská séria; 6 — vrchný karbón — nedelený; 7 — vrchný karbón — vrchné súvrstvie; 8 — vrchný karbón — stredné súvrstvie; 9 — vrch. karbón — spodné súvrstvie; 10 — rakovská séria (devon — spod. karbón ?); 11 — gelnická séria (kambrosilúr ?); 12 — kryštalinikum; 13 — násunové línie; 14 — veľké dislokácie

Explanation:

1 — Tertiary; 2 — Mesozoic; 3 — Young-Paleozoic Veporide mantle; 4 — continental Permian; 5 — the Rožňava-Železník series (including the so-called Bučina beds); the marine Permian, the Meliatta series; 6 — Upper Carboniferous — entire; 7 — Upper Carboniferous — upper beds; 8 — Upper Carboniferous — middle beds; 9 — Upper Carboniferous — lower beds; 10 — The Rakovec series (Devonian — Lower Carboniferous ?); 11 — the Gelnica series (Cambro-Silurian ?); 12 — the crystalline formation; 13 — overthrust lines; 14 — large dislocations

tenkých vápencových polôh a na rozdiel od magnezitov vo vrchnom karbóne nie sú biohermného pôvodu. Celková mocnosť rakovskej série v mieste maximálneho vývoja na povrchu je až 750 m.

V podobnom postavení vystupuje aj v oblasti medzi Rimavou a Ipľom, kde ju tvorí monotónne súvrstvie chloritických a sericitických fylitov. V spodnej časti vystupujú polohy lyditov, vo vrchnej časti polohy lavicovitých vápencov (do 10 m). Miestami sa vyskytujú ojedinelé tenké polohy diabázových tufitov a diabázov a pri Brezničke mohutné teleso serpentinitu. Jej maximálna mocnosť v tejto časti je až 1200 m.

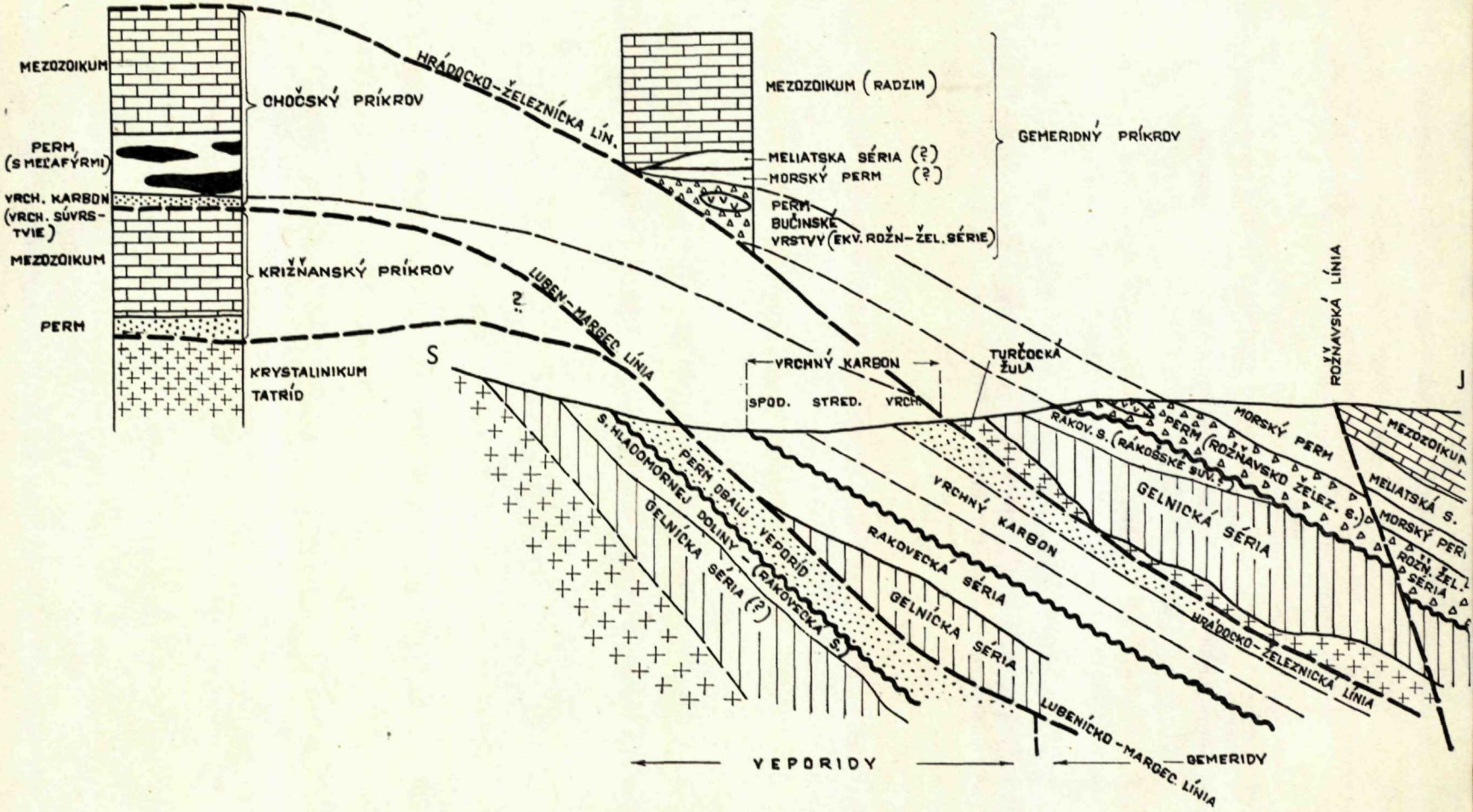
Vrchný karbón bol rozdelený na tri súvrstvia s charakteristickou litologickou náplňou (A. Abonyi—M. Abonyiová 1961). Priebeh jednotlivých súvrství je vyznačený na obr. 1.

Spodné súvrstvie v charakteristickom vývoji vystupuje od štítnického zlomu na z. a v oblasti Košíc. Medzi spodným súvrstvím a rakovskou sériou bola zistená slabá uhlová diskordancia. Na báze leží ložná poloha bázických efuzív, tufov a tufitov. Sú to prevažne diabázy, diabázové tufy a tufity, lokálne amfibolické gabro, gabroamfibolit až gabrodiorit (Hrádok), ktorý stratigraficky i vekove paralelizujeme s dobšinským dioritom (A. Abonyi 1971), s dioritom z oblasti Závadky a s amfibolitmi z oblasti Zlatníka. Lokálne kyslejší charakter týchto hornín na rozdiel od ostatných vulkanitov v rakovskej sérii a vo vrchnom karbóne považujeme za prejav vplyvu granitoidného magmatizmu sudetského (?) medzi rakovskou sériou a vrchným karbónom V oblasti z. od štítnického zlomu a v oblasti Košíc vulkanity smerom do nadložia pozvoľne prechádzajú do seriticko-grafitických až grafitických fylitov. V oblasti Dobšinej v nadloží intruzívneho dioritu je stratigrafický hiát a diskordancia a sedimenty vrchného karbónu sa začínajú bazálnymi zlepencami stredného súvrstvia. V oblasti magnezitových ložísk na grafitické fylity pozvoľne nadväzuje sedimentácia biohermných karbonátov (dnes dolomit-magnezitových telies) s karbónskou faunou určenou ako namur B—C (B. Bouček—A. Přibyl 1960).

Stredné súvrstvie má v rôznych častiach pruhu do určitej miery odlišný vývoj. V oblasti magnezitových ložísk (jz. od štítnického zlomu v oblasti Košíc) sa začína miestami monomiktnými metakonglomerátmi, ktoré laterálne i vertikálne prechádzajú do piesčitých bridlíc. Postupne sa začínajú objavovať sericitické a sericiticko-chloritické fylity, polohy diabázových tufov a tufitov (lokálne diabázov) a bielych kryštalických vápencov (dúbravské vrstvy).

V oblasti Dobšinej sedimentácia stredného súvrstvia sa začína transgresívnou polohou bazálnych zlepencov uložených diskordantne na dobšínskom diorite a na rakovskej sérii. Nad nimi leží poloha biohermných karbonátov a tmavé bridlice a pieskovce určené paleontologicky ako vestfál A—B.

Vyššie ležia sericitické a chloritické fylity s telesami diabázových tufov,



Obr. 2 Priečny rez oblasti západne od štítnického zlomu s interpretáciou príkrovovej tektoniky

Fig. 2 A cross-section through the area to the west of the Štítnik fault, with the interpretation of the nappe tectonic structure

tufitov a diabázov a s polohami bielych kryštalických vápencov (dúbravské vrstvy). V oblasti Ždiaru a Honcova ležia dúbravské vrstvy v príkrovovej pozícii na horninách rožňavsko-železníckej a meliatskej série.

V oblasti Mlyniek vrchný karbón sa začína až stredným súvrstvím. Na rakovskej sérii sú uložené pieskovce a piesčité bridlice s karbonátovými šošovkami zmenenými na siderit. V oblasti Závadka—Rudňany—Košická Belá na báze karbónu vystupujú polymiktné zlepence (lokálne piesčité bridlice), ktoré smerom do nadložia prechádzajú do pieskovcov, sľudnatých, piesčitých a ílovitých bridlíc s flórou zaraďovanou do vestfálu B—C. Nad nimi vystupujú dúbravské vrstvy.

Vrchné súvrstvie sa vyvíja pozvoľne zo stredného súvrstvia. V oblasti magnezitových ložísk sú to sericiticko-grafitické fylity, piesčité fylity, pieskovce až monomiktné konglomeráty. Na hrádocko-železníckej línii miestami sú tektonicky redukované, takže vrchný karbón tu končí stredným súvrstvím. V oblasti Dobšinej do vrchného súvrstvia zaraďujeme hámorské vrstvy. Piesčité a grafitické fylity vystupujú lokálne v nadloží stredného súvrstvia aj v oblasti Mlynky—Rudňany. Medzi Rudňanmi a Košickou Belou už vrchné súvrstvie na povrch nevystupuje.

Detailná vzájomná litologická paralelizácia a porovnanie mocností jednotlivých horizontov vrchného karbónu po celej dĺžke pruhu, ako aj vek paleontologicky určeného horizontu poukazujú na to, že transgresia vrchného karbónu v oblasti z. od štítnického zlomu a v oblasti Košíc nastala už v namure, kým v oblasti Dobšinej, Mlyniek, Rudnian až Košickej Belej došlo k nej až vo vestfále.

Regionálna tektonika

Tektonická stavba oblasti z. od štítnického zlomu sa podstatne líši od tektonickej stavby oblasti na V od neho. Rakovská séria a vrchný karbón z. od štítnického zlomu vystupujú (s úklonom 30—50° k J) medzi dvoma mohutnými násunovými líniami — lubenícko-margecianskou a hrádocko-železníckou. V oblasti medzi štítnickým zlomom a Dobšinou je vrchný karbón v príkrovovej pozícii takmer v horizontálnej polohe. Naproti tomu v oblasti Dobšiná—Mlynky—Rudňany vrchný karbón s rakovskou sériou nie sú od gelnickej série tektonicky oddelené a ukláňajú sa k S (obr. 1).

V oblasti z. od štítnického zlomu rakovská séria a vrchný karbón sú po celej dĺžke až po Kalinovo v tektonickej pozícii, obmedzené od SZ lubenícko-margecianskou líniou a od JV hrádocko-železníckou líniou (obr. 2).

Názor, že hrádocko-železnícka línia nie je prešmykom strmého úklonu (ako sa doteraz všeobecne usudzuje), ale násunovou líniou regionálneho významu, podporujú tieto skutočnosti.

1. Južne od hrádocko-železníckej línie nevystupuje vrchný karbón (paleontologicky dokázaný a v typickom litofaciálnom vývoji). V tejto oblasti priamo na gelnickú sériu (lokálne i na rakovskú sériu — T. Gregor 1963) sedimentuje rožňavsko-železnícka séria, ktorú vzhľadom na jej rozdielny litologický vývoj stratigrafické a tektonické postavenie považujeme za spodný perm (I. Varga 1971a). Pri prešmykovom charaktere uvedenej línie (aj v prípade ak sa rožňavsko-železnícka séria považuje za vrchnokarbónsku) je veľmi ťažko predstaviteľná taká značná litofaciálna zmena vrchnokarbónskych sedimentov na takú malú vzdialenosť (3—5 km) hoci priečne k priebehu karbónskej synklinály.

2. Sklon vrstevnatosti vrchného karbónu sa po celej dĺžke približne zhoduje s úklonom hrádocko-železníckej línie.

3. Hrádocko-železnícka línia oddeľuje oblasti pôsobenia Mg a Fe-metasomatózy. Napríklad typické ložisko metasomatického magnezitu Sirk je vzdialené len 1 km od ložiska metasomatického sideritu na Železníku, čo jednoznačne dokazuje zblíženie pozdĺž uvedenej línie.

4. V tesnom nadloží hrádocko-železníckej línie vystupujú telesá turčockej a železníckej žuly presunuté zo značnej vzdialenosti.

5. Bučinské vrstvy predstavujú rožňavsko-železnícku sériu v príkrovovej pozícii (I. Varga 1971b), pričom príkrovovou plochou je hrádocko-železnícka línia.

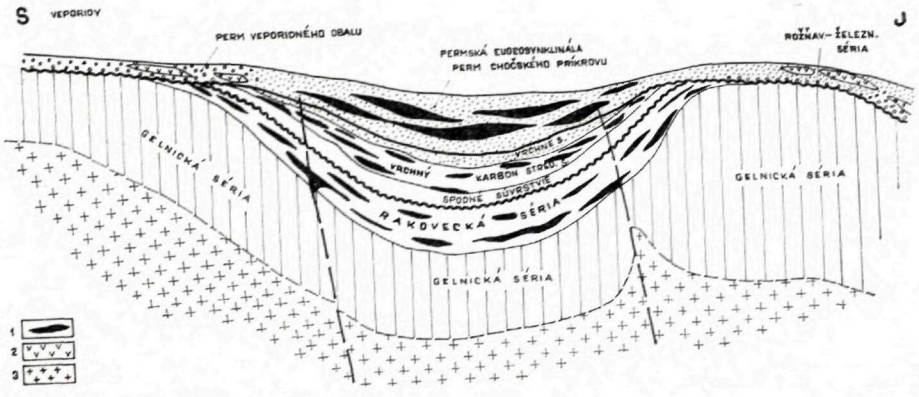
Vymedzením hrádocko-železníckej línie ako násunovej línie príkrovového charakteru a zaradením rožňavsko-železníckej série do spodného permu prichádzame k záveru, že vrchný karbón v oblasti z. od štítnického zlomu (až po Kalinovo a Podrečany) predstavuje tektonický zvyšok pôvodne pomerne úzkej synklinály (obr. 3). Vzájomná priestorová spätosť vrchného karbónu a rakovskej série v celých gemeridách zdá sa potvrdzovať náväznosť karbónskej sedimentácie na sedimentačný priestor rakovskej série po sudetskom (?) vrásnení. Táto synklinála bola založená na hlbokých zlomoch zasahujúcich až k zdrojom bázických vulkanitov.

Podľa palynologických štúdií Ž. Ilavskej (1964) v bazálnej časti melafýrovej série chočského príkrovu vystupujú karbónske horniny reprezentujúce pravdepodobne vestfál C—D alebo až spodný stefan. Podobná litologická povaha umožňuje ich paralelizáciu s vrchným súvrstvím karbónu gemerid. Mohutný bázický vulkanizmus melafýrovej série v perme chočského príkrovu (J. Vozár 1968) poukazuje (podobne ako vo vrchnom karbóne gemerid) na sedimentáciu v synklinále s hlboko založenými zlomami.

Na základe týchto poznatkov vyvodzujeme, že sedimentačným priestorom melafýrovej série chočského príkrovu (a chočského vývoja mezozoika) je pôvodná synklinála gemeridného vrchného karbónu v oblasti z. od štítnického zlomu (obr. 3). Túto predstavu podporujú aj ďalšie údaje:

1. Na báze chočského príkrovu sa nachádzajú karbónske horniny, ktoré pod lubenícko-margecianskou líniou v obale veporíd nie sú nikde známe.

2. Pod lubenícko-margecianskou líniou sa nachádzajú permské horniny veporidného obalu s kyslým vulkanizmom kremitých porfýrov (I. Varga 1963), kým v perme melafýrovej série je mohutný vývoj bázického vulkanizmu. Južne od hrádocko-železníckej línie v permských horninách rožňavsko-železníckej série vystupujú aj kremité porfýry. Pre antiklinálne pásma v perme skúmanej oblasti je typický kyslý vulkanizmus, kým pre synklinálne pásmo s hlboko založenými zlomami bázický vulkanizmus (obr. 2, 3).



Obr. 3 Náčrt — priečny rez permskou synklinálou z. od štítnického zlomu. 1 — bázické efuzíva; 2 — kyslé efuzíva; 3 — kyslé intruzíva

Fig. 3 A sketch — cross-section through the Permian syncline to the west of the Štítnik fault: 1 — basic effusive rocks; 2 — acid effusive rocks; 3 — acid intrusive rocks

3. Je pravdepodobné, že bázický vulkanizmus v rakovskej sérii, vo vrchnom karbóne gemeríd a v melafýrovej sérii je viazaný na tie isté (obnovované) hlboké zlomy.

4. Vrchné súvrstvie karbónu gemeríd vystupuje pod hrádocko-železníckou líniou len útržkovite a z úsekov, kde nevystupuje, bolo pravdepodobne tektonicky presunuté spolu s nadložnými útvarmi.

5. V nadloží vrchného karbónu chýba všade perm a mezozoikum, ktoré tu museli byť vyvinuté po celej dĺžke pásma vzhľadom na jeho synklinálny charakter. Je preto veľmi pravdepodobné, že boli z tejto oblasti tektonicky odsunuté.

Tieto skutočnosti vnucujú otázku, či sedimentačným priestorom krížňanského príkrovu nie je nadložie permského obalu veporíd. Podporujú to najmä tieto údaje (obr. 2).

1. Bazálnu časť krížňanského príkrovu tvoria permské horniny podobného litologického vývoja, ako sú permské horniny obalu veporíd.

2. Je veľmi pravdepodobné, že v nadloží permského obalu veporíd pôvodne tiež vystupovalo mezozoikum (a ako z predchádzajúcej argumentácie vyplýva, nie chočského vývoja), ktoré pri násune gemerík pozdĺž lubenícko-margecianskej línie bolo odsunuté na sever.

Podotýkame, že pri úvahách o takej možnosti lokalizácie sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu sme nebrali do úvahy litofaciálne závislosti medzi mezozoikom krížňanského príkrovu a zvyškami obalového mezozoika, ako ani výsledky tektonických pozorovaní z oblasti predpokladanej koreňovej zóny krížňanského príkrovu (O. Fusán 1965, A. Biely—O. Fusán 1967, A. Biely—J. Bystrický—O. Fusán 1968, J. Jaroš 1969), čo dáva predloženej interpretácii o sedimentačnom priestore krížňanského príkrovu čiste charakter námetu.

Záver

Z interpretácie tektoniky oblasti z. od štítnického zlomu, vyvodzujeme:

1. Sedimentačným priestorom rakovskej série, hlavne však karbónu gemerík a melafýrovej série chočského príkrovu je približne tá istá úzka synklinála s hlbokými tektonickými líniami (zlomami) privádzajúcimi bázické vulkanity na povrch.

2. Diskordancia medzi rakovskou sériou (sudetská fáza ?) je väčšia na okrajoch synklinály (Dobšiná, Rudňany) ako v centrálnej časti (z. od štítnického zlomu a v oblasti Košíc).

3. Pravdepodobne už skôr, celkom iste však za astúrskej fázy, došlo k vytvoreniu dvoch antiklinálnych pásiem na sever a na juh od tejto synklinály, pričom bola v antiklinálnych častiach denudáciou čiastočne odstránená rakovská séria a prípadne (ak bol prítomný) aj vrchný karbón. V antiklinálnych pásmach (oblasť sedimentácie permského obalu veporíd a rožňavsko-železníckej série) transgredoval na obnažené a čiastočne denudované staropaleozoické komplexy perm charakterizovaný kyslým (porfýrovým) vulkanizmom.

4. V centrálnej časti karbónskej synklinály v mieste sedimentácie melafýrovej série nedošlo k podstatnej denudácii za astúrskej fázy a na najvyššie členy vrchného karbónu priamo sedimentoval perm chočského príkrovu s bázickým vulkanizmom.

5. K severojužnému stlačeniu uvedenej sinklinály, k pohlteniu podkladu a k odlepeniu a odsunutiu príkrovov došlo za kriedového vrásnenia.

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Abonyi A. — Abonyiová M., 1961: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. Geol. práce, Správy 24. GÚDŠ, Bratislava. — [2] Abonyi A., 1971: Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemeríd z oblasti Jelšavy a Dobšinej. Mineralia Slovaca II/7. Vydav. SAV, Bratislava. — [3] Biely A. — Bystrický J. — Fusán O., 1968: Zur Problematik der subtatrischen Decken in den Westkarpaten. Geol. zborník — Geologica Carpathica XIX/1. Vydav. SAV, Bratislava. — [4] Biely A. — Fusán O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geol. práce, Správy 42. GÚDŠ, Bratislava. — [5] Bouček B. — Přibyl A., 1960: Revise trilobitu slovenského svrchního karbónu. Geolog. práce, Správy 20. GÚDŠ, Bratislava. — [6] Fusán O., 1965: Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník—Margecany Linie. Carpato Balcan Geological Assoc. Raports section of geotectonis, Sofia. — [7] Gregor T., 1963: Štruktúrno-geologické pomery veporíd a gemeríd SZ od Jelšavy. Geolog. práce, Správy 30. GÚDŠ, Bratislava. — [8] Ilavská Ž., 1964: Sporen und Hystrichosphaerideen aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geolog. zborník SAV XV/2, Bratislava. — [9] Jaroš J., 1969: Setting of the root zone of the Krížna nappe in the West Carpathians. Čas. miner. a geolog. 14/2, Praha. — [10] Varga I., 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi Západným Turcom a Rimavou. Geolog. práce, Správy 29. GÚDŠ, Bratislava. — [11] Varga I., 1971a: Odrazy hercýnskych orogénnych fáz vo vývoji permu gemeríd. Geolog. práce, Správy 57. GÚDŠ, Bratislava. — [12] Varga I., 1971b: Vzťahy lubenícko-margecianskej, rožňavskej línie a štítnického zlomu. Geolog. práce, Správy 57. GÚDŠ, Bratislava. — [13] Vozár J., 1968: Der Perm — mesosoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geolog. práce, Správy 44—45. GÚDŠ, Bratislava.

ANDREJ ABONYI

THE STRATIGRAPHICAL - TECTONICAL EVOLUTION OF THE GEMERIDE CARBONIFEROUS

(Summary of the Slovak text)

The article is based upon detailed lithofacial parallelization of the particular formations of the Upper Carboniferous in the Gemerides. To the west of the Štítnik fault the Rakovec series (Devonian-Lower Carboniferous ?) (A. Abonyi 1971) has been recognized; considered Upper Carboniferous formerly. Unconformably (15°) on the Rakovec series there lies Opper Carboniferous divides into three bed sequences (lower, middle, upper), characterized lithologically and spatially (Illustration 1). To the west of the Štítnik fault the Rakovec series and Upper Carboniferous have tectonic position. To the NW they are confined by the Lubeník—Margecany line and to the SE by the Hrádok—Železník line representing an overthrust line of regional importance. A belt of rocks of the Rakovec series and of the Upper Carboniferous with a monoclinal position between the above overthrust lines forms an outcropping relict of the original syncline, compressed to the N—S. In the relict the melaphyry series of the Choč nappe (Permian) deposited. In the course of the Cretaceous folding the melaphyry series was completely thrust off

(fig. 1, 2). Owing to the new interpretations of the tectonics in a region ot the west of the Štítnik fault, the author assumed that:

1. The sedimentation area of the Rakovec series, of the Gemeride Carboniferous and of the melaphyry series of the Choč nappe is most probably represented by the same narrow syncline with deep tectonic lines (faults) serving as ascending ways fro basic volcanites.

2. Discordance in the Rakovec series (the Sudetian phase ?) is greater on the margins of the syncline (Dobšiná, Rudňany) and less conspicuous in the central part (to the west of the Štítnik fault and around Košice).

3. Perhaps earlier, but certainly in the Asturian phase two anticlinal zones to the N and S of the syncline were formed. Owing to denudation, the Rakovec series and — if present — the Upper Carboniferous were partially removed. In the anticlinal zones (the sedimentation area of the Veporide Permian mantle and of the Rožňava—Železník series) the Permian transgressed over the exposed and partially denuded Old-Palaeozoic formations, being characterized by acid (porphyry) volcanism.

4. In the central part of the Carboniferous syncline, in the area of sedimentation of the melaphyry series no substantial denudation appeared during the Asturian phase, and the Permian sediments of the Choč nappe with basic volcanism deposited immediately over the uppermost constituents of the Upper Carboniferous.

5. The above syncline was compressed northsouthwards, the substratum resorbed and separated nappes were thrust off in the course of the Cretaceous folding.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 57 | str. 349—360 | Bratislava | 1971

IMRICH VARGA*

PREJAVY HERCÝNSKYCH OROGÉNNYCH FÁZ VO VÝVOJI PERMU GEMERÍD

(3 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The author deals with the relationship of the Gemeride Permian complexes and those of the Slovak Karst to the tectonic evolution during the late Variscan orogenetic phases. Presented are the proofs of the Lower Permian age of the Rožňava—Železník series. Palaeogeographical zones in the Permian complexes of the Gemerides indicate the persistency of the important strike tectonic lines. The Asturian phase represents a boundary between the Variscan and neoide evolution of the Gemerides, characterized by disappearance of eugeosyncline along the NW periphery of the Variscan Gemeride elevation. Lower Permian is a Variscan postorogenetic molasse with the effects of subsequent volcanism. Upper Permian is characterized by dissected sedimentation area with continental and marine-lagoonal facies. The unifrom evolution of the Slovak Karst Mesozoic started in Campilian.

Podľa doterajších predstáv významné hercýnske orogénne fázy sa v priebehu vývoja permských súvrství gemeríd neprejavovali. Analýza v Tektonickom vývoji Československa (1961) udáva ako najvýznamnejšiu mladovarísku orogénnu fázu astúrsku, nemetamorfnú, spôsobujúcu paleogeografické zmeny, kým sálska fáza priniesla len zvýraznenie a diferenciáciu reliéfu, trieštenie a novú subsidenciu. Vo svetle týchto poznatkov sa kládla hranica varíského a neoidného vývoja na rozhranie spodného a vrchného permu. Treba zdôrazniť, že táto analýza bola založená na predstave postupujúcej transgresie mladopaleozoických útvarov z juhu do priestoru slovenského bloku, z čoho vyplynula litostratigrafická a paleogeografická paralelizácia súvrství, značne odlišná od terajších výsledkov.

Z hľadiska doterajších poznatkov neboli riešené okrem iných najmä tieto otázky:

1. Existencia spodného permu v gemeridnej jednotke vôbec (ekvivalenty rattendorfských, trogkofelských a grödenských vrstiev Jv. Álp — F. Kahler 1959, 1960), ako aj dôvody jeho neprítomnosti.

* Geologický prieskum, n. p., Geologické stredisko, Rožňava

2. Vzťah transgresívneho seis-kampilského súvrstvia k permu tejto oblasti, najmä k súvrstviam permu v morskom vývoji a k meliatskej sérii.

3. Podmienky vzniku niekoľkých vývojov permu vedľa seba a ich vzájomné vzťahy v gemeridách najmä v oblasti Slovenského krasu.

4. Vzťah gemeridného permu k obalovej sérii veporíd pozdĺž lubenícko-margecianskej línie a k permu zemplínskeho ostrova.

5. Odrazy a význam astúrskej a sálskej fázy ako možnej príčiny faciálnej pestrosti a paleogeografickej členitosti územia.

Nové poznatky z veľkého množstva terénnych a vrtných prác z celej oblasti Slovenského krasu a j. okraja antiklinória Volovca, umožnili hodnotenie mladovarískych orogénnych fáz vychádzajúce z litostratigrafickej paralelizácie a paleogeografickej interpretácie mladopaleozoických útvarov tejto oblasti, v úplne odlišnom svetle.

Z týchto poznatkov obzvlášť je dôležitá paralelizácia vrchnokarbónskych súvrství v celej oblasti gemeríd, v ktorej sa vrchnokarbónska séria gemeríd nachádza všade pozdĺž styku gemeríd s externejšími jednotkami. Nové práce v širšom okolí Nižnej Slanej a Kobeliarova i v oblasti medzi Drnavou a Jasovom preukázali príslušnosť podstatnej časti domnele karbónskych vrstiev k rožňavsko-železníckej a meliatskej sérii, kým súvrstvia porovnateľné s vrchnokarbónskou sériou sú v okolí Nižnej Slanej v príkrovovej pozícii nad mladšími útvarmi (I. Varga 1970).

Ďalším poznatkom sú dôkazy pre spodnopermský vek výrazného komplexu hornín v celej oblasti gemeríd a priľahlých častí veporíd, ktorý sa z veľkej časti prekrýva s pôvodne vymedzenou rožňavsko-železníckou sériou (včítane jej časových ekvivalentov). Táto spodnopermská séria zahrňuje dve významné súvrstvia:

1. Súvrstvie rožňavských zlepencov a jeho časové ekvivalenty, medzi ktoré radíme bazálny konglomerát severogemeridného kontinentálneho permu na základe zisteného pozvoľného prechodu tohto súvrstvia zo sedimentácie morsko-lagunárnej do kontinentálnej v priestore Vyšnej Slanej a Vlachova, alebo v okolí Bôrky; ďalej súvrstvie permského obalu v južnej časti kohútskeho pásma veporíd (tzv. pásmo arkóz) a pravdepodobne i cejkovské vrstvy zemplínskeho ostrova.

2. Súvrstvie ílovito-piesčitých bridlíc a vápencov, zahrňujúce súvrstvie tzv. morského permu (J. Bystrický—O. Fusán 1955) v južnej časti antiklinória Volovca a jeho časové ekvivalenty, medzi ktoré zaraďujeme tzv. spodnotriasové kvarcity v obale južnej časti kohútskeho pásma, doteraz považované za stratigraficky nadložný člen permského komplexu. Tvoria však s domnele permskými horninami jedinú sériu (I. Varga 1963). Heteropickou fáciou tohto súvrstvia sú pravdepodobne aj kvarcity v spodnej časti série Foederata.

Dôvody, ktoré viedli k vyčleneniu spodnopermského komplexu ako samostatnej série sú tieto:

Zvrásnenie a metamorfóza staršieho paleozoika (gelnickej a rakovskej série) gemeríd boli dovŕšené pred sedimentáciou bazálnych konglomerátov paleontologicky doloženého vrchného karbónu (O. Fusán 1967 in M. Maheľ a kol., 1967). Vrchnokarbónska séria ako transgresívny útvar leží všade (pokiaľ nie je mladšími pohybmi posunutá) na rakovskej sérii (A. Abonyi 1971), ktorá bola v čase sedimentácie vrchného karbónu (namur — stefan), pravdepodobne na väčšine územia gemeríd zastúpená na povrchu, zvrásnená a metamorfovaná v bretónskej (sudetskej) fáze hercýnskeho orogénu a pobretónskou (posudetskou ?) eróziou nebola úplne denudovaná. Transgresívna povaha vrchného karbónu je z viacerých miest dobre známa. Znamená to, že v období jej sedimentácie nebola gelnická séria (alebo len nepatrne) eróziou odkrytá, o čom svedčí o. i. valúnový materiál bazálnych vrchnokarbónskych zlepencov s prevahou (okrem exotík) hornín rakovskej série a len vo v. polovici Spišsko-gemerského rudohoria (okolie Košickej Belej) so sporadickým výskytom valúnov, hlavne porfyroidov, ktoré môžu pochádzať z gelnickej série (E. Krist 1954; A. Vozárová 1970).

Naproti tomu bazálne zlepence a brekcie súvrstvia rožňavských zlepencov (prípadne ostatné členy rožňavsko-železníckej série v miestach odlišného faciálneho vývoja) transgredujú na odkrytej gelnickej sérii, ktorej úlomkovitý materiál prevažuje v bazálnych členoch rožňavsko-železníckej série (A. Vozárová l. c.). Rozdiel v materiálovej náplni bazálnych členov považujeme preto za jeden zo základných kritérií odlišného veku oboch sérií.

Prevaha úlomkov gelnickej série v súvrství rožňavských zlepencov (a jej ekvivalentov) svedčí o mohutnej denudácii pred ich sedimentáciou. Táto denudácia dovŕšila pobretónsku eróziu a môžeme ju stotožniť s postorogénnym zarovnaním nadväzujúcim na astúrsku fázu. Astúrska fáza mala vrásnivo-zlomový charakter a spôsobila zaklesnutie a zavrásnenie vrchnokarbónskeho komplexu v celom pásme styku gemeríd s externejšími jednotkami do staršieho podkladu. Poastúrska denudácia odstránila zvyšky rakovskej série i vrchného karbónu v centrálnej časti gemeríd, takže sa zachovali len v miestach už zavrásnených, tzn. na periférii gemeridného bloku.

Spodnopermský komplex na rozdiel od vrchného karbónu bol postihnutý len záverečnými (slabo germanotypnými a zlomovými) fázami hercýnskeho orogénu, sálskou a pfalcskou fázou. Preto v centre antiklinória Volovca (v priestore štítnicko-dobšinskej depresie) leží horizontálne až subhorizontálne, kým na juhu sa ukláňa k J a JV v dôsledku subhercýnskej tangenciálnej tektogenézy a vyklenutia antiklinoriálnych častí. Všetko to svedčí o mladšom veku rožňavsko-železníckej série v porovnaní s vrchokarbónskym komplexom.

Pomerne ploché uloženie (a litologicky jednotvárny vývoj) spodného permu

svedčí o zarovnaní územia už pred vznikom rožňavsko-železníckej série dovŕšenom sedimentáciou lagunárneho až brakického pôvodu; svedčí o tom fauna Anthracosideí na Háji pri Štítniku (J. Šuf 1963) a časté striedanie červeno a zeleno sfarbených polôh v stredných a spodnejších častiach série.

Pri posudzovaní paleogeografických pomerov, ktoré predchádzali vznik rožňavsko-železníckej série, sú dôležité výskyty permu v okolitých oblastiach. Také je napríklad i pásmo domnele permských hornín, rozložených pozdĺž sz. okraja gemeríd, nazývané (J. Kamenický in M. Maheľ a kol., 1967) i permom obalovej série kohútskeho kryštalinika. Tento komplex sedimentoval po vrásnivých pochodoch, deformujúcich vrchný karbón pozdĺž s. okraja gemeríd. Litologická náplň a deformácie tohto permského komplexu preukazujú črty spoločné s rožňavsko-železníckou sériou. Komplex pozostáva z kremitých brekciovitých zlepencov (konglomerát kvarcit — M. Mišík 1953), v prevažnej časti komplexu z kremitých a sericitických metapsamitov, z kremitého porfýru v okolí Rimavskej Bane (I. Varga 1963), fylitizovaných brekcií v priestore medzi Rimavskou Baňou a Popročom, ako aj z dokázanej integrálnej súčasti tzv. spodnotriasových kvarcitov, ktoré netvoria len stratigrafické nadložie permského súvrstvia, ale medzivrstvičky a polohy v rôznej stratigrafickej výške s pozvoľnými prechodmi do ostatných sedimentov (I. Varga l. c.).

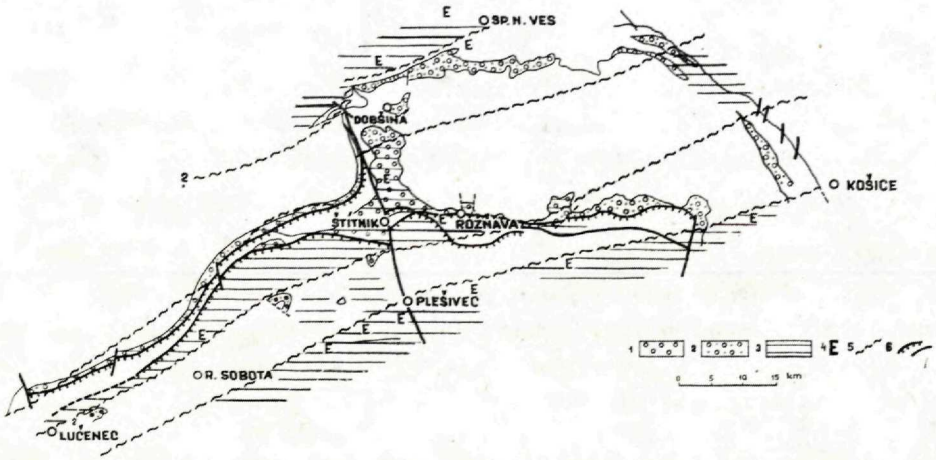
Smery metamorfnej vrstevnej bridličnatosti tohto permského komplexu sú súhlasné s priebehom celého pásma. Naproti tomu vo vrchnokarbónskom komplexe je priebeh (nemetamorfnej !) vrstevnej bridličnatosti (a tým i jednotlivých vrstiev) kosý k obmedzeniu celého pásma (I. Varga l. c.). Mladšia (metamorfná) bridličnatosť vo vrchnokarbónskom komplexe, ako aj zistená metamorfná zonálnosť (S. Vrána 1964) sú vcelku súhlasné s priebehom tejto série. Elevácie a depresie b — osí (viazané na metamorfnú bridličnatosť oboch dotyčných komplexov) preukazujú už spoločnú deformáciu: prechádzajú bez prerušenia cez lubenícko-margeciansku líniu (I. Varga 1963). Ak teda pripustíme, že vrstevná bridličnatosť permského komplexu je odrazom hlavných alpínskych deformačných fáz (laramijská ?, austrijská ? fáza), potom nemetamorfná vrstevná bridličnatosť vrchnokarbónskej série je staršia, pravdepodobne astúrska.

Uvedená skutočnosť svedčí o vrásnivom charaktere orogénnej fázy medzi sedimentáciou oboch komplexov, ktorá sa vo vrchnokarbónskej sérii prejavila vrstevnou bridličnatosťou. Táto vrásnivá fáza zodpovedá podľa predošlých úvah astúrskej fáze hercýnskeho orogénu, počas ktorej bol vrchný karbón zavrásnený do staršieho podkladu.

Ďalším súvrstvím, ktorým sa v tejto súvislosti zaoberáme, je súvrstvie bazálnych konglomerátov severogemeridného kontinentálneho permu. Porovnanie úlomkovitého materiálu zlepencov na báze tohto súvrstvia s ostatnými

zlepencami severogemeridného permu i so zlepencami rožňavského typu (prevaha úlomkov kremeňa) a ich regionálne rozšírenie oproti ďalším permským súvrstviam dokazujú značnú samostatnosť tohto súvrstvia. Jeho regionálne rozšírenie a pozícia (porovnateľné s rozšírením súvrstvia rožňavských zlepencov), naviac nami zistený pozvoľný prechod zo sedimentácie morsko-lagunárnej do kontinentálnej v súvrství rožňavských zlepencov (v priestore medzi Vyšnou Slanou a Vlachovom) dokazujú rovnaký vek oboch zlepencových horizontov (obr. 1).

V priestore Slovenského krasu vystupuje na niekoľkých miestach súvrstvie rožňavských zlepencov, väčšinou v kontinentálnom vývoji. Napríklad v oblasti brusníckej antiklinály sa nachádza v podloží komplexu kontinentálneho permu v podobnej pozícii ako bazálny konglomerát severogemeridného kontinentálneho permu. Východne od brusníckej antiklinály ho nachádzame v priestore ložiska Licince a ďalej v širšom okolí Mikolčan—Kunovej Teplice, všade s pestrým zafarbením, t.j. v kontinentálnom vývoji. Svedčí to o existencii



Obr. 1 **Rozloženie kontinentálnych a morsko-lagunárnych pásiem v perme gemeríd.** Zostavil I. Varga 1971.

1 — súvrstvie rožňavských zlepencov v morsko-lagunárnom vývoji (sp. perm); 2 — súvrstvie rožňavských zlepencov v kontinentálnom vývoji a nadväzujúci kontinentálny vrchný perm; 3 — oblasti výskytov meliatskej série (vrch. perm — sp. trias); 4 — výskyty evaporitov v meliatskej sérii; 5 — hranice paleogeografických pásiem; 6 — významné dislokácie

Fig. 1 Dispose of nonmarine and marine — shelf marine zones in the Permian of the Gemerides. Compiled by I. Varga 1971

1 — Rožňava Conglomerate in marine — shelf marine development (Lower Permian); 2 — Rožňava Conglomerate in nonmarine development and joining nonmarine Upper Permian; 3 — Meliata series (Upper Permian — Lower Triassic); 4 — Evaporite occurences in the Meliata series; 5 — Boundaries of paleogeographical zones; 6 — Main faults

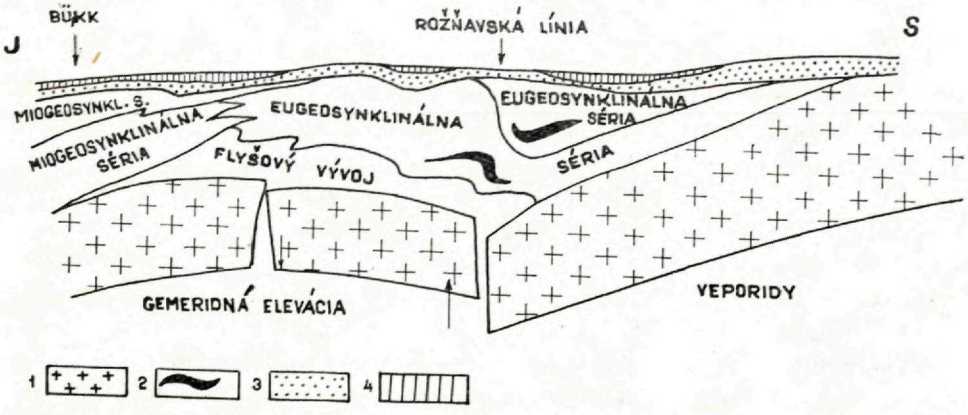
vynorenej oblasti už v spodnom perme. Smerom ďalej na východ (až VSV) po prerušení v priestore Plešivskej a Silickej planiny nachádzame toto súvrstvie v kontinentálnom vývoji až v severnom okolí Borky. Smerom na V a SV od Zádielskej doliny je už pestré sfarbenie súvrstvia rožňavských zlepencov veľmi typické. Zistenie súvrstvia kontinentálneho permu (podobného vývoja ako v brusníckej antiklinále) v priestore medzi Rimavskou Sobotou a Lučencom v podloží rimavskej kotliny (A. Abonyi, ústne oznámenie) dáva predpoklad k predĺženiu tejto oblasti s kontinentálnou sedimentáciou už v predsálskom období. V podloží súvrstvia je tu všade staršie paleozoikum; vrchnokarbónske vrstvy južne od rožňavskej línie neboli zistené a nič nesvedčí o ich prítomnosti.

Z existencie spomenutého kontinentálneho prahu v priestore Slovenského krasu a z naznačenej paralelizácie súvrství ekvivalentných so súvrstvím rožňavských zlepencov vyplývajú niektoré vážne dôsledky:

1. Neexistujú dôkazy o postupujúcej transgresii mladopaleozoických útvarov z juhu do oblasti Spišsko-gemerského rudohoria a Slovenského krasu. Začlenenie rožňavsko-železníckej série do spodného permu umožnilo veľmi jasnú paralelizáciu vrchnokarbónskych súvrství pri s. okraji gemeríd (A. Abonyi 1971). Južnejšie od tohto pásma, v priestore antiklinória Volovca a Slovenského krasu nachádza sa v podloží rožňavsko-železníckej série už len staršie paleozoikum. Na rozdiel od vývoja paleozoických sérií bližšie k severnému okraju gemeríd s pomerne veľkým obsahom syngenetických vulkanických členov (eugeosynklinálna sedimentácia), doterajšie údaje o staršom paleozoiku v priestore Slovenského krasu a v ďalšom pokračovaní do oblasti Uppoňského a Szendröského pohoria svedčia o pozvoľnom (?) ubúdaní podielu vulkanitov smerom na juh, naznačujúc tak prechod do miogeosynklinálnej sedimentácie. Zatiaľ nie sú podklady pre oddelenie oboch vývojov (rožňavská línia ?), preto j. okraj gemeridnej tektonickej jednotky treba hľadať j. od zmienených oblastí. Jeho reprezentantom (vychádzajúc z rozdielov v zastúpení vulkanitov) môže byť mladopaleozoicko-mezozoická séria Bukových hôr. Podľa najnovších výskumov (T. Szalai 1969; Gy. Wein 1970) táto séria je súčasťou synklinály Igal (Zadunajsko-Bukové hory) s postupujúcou transgresiou z priestoru Južných Álp, s typicky dinaridnými prvkami fauny i litofácií (K. Balogh 1964). Túto sériu považujeme za juhogemeridný ekvivalent mladšieho paleozoika s. oblastí gemeríd. Vrchný karbón pri s. okraji gemeríd v porovnaní s ňou predstavuje zónu, ktorej os prebieha z oblasti Košíc smerom na Podrečany, s faunou preukazujúcou vzťahy tak k východoeurópskemu karbónu (donecká panva, moskovská oblasť), ako aj k paralickému vývoju hornosliezskej panvy (B. Bouček—A. Přibyl 1960). Medzi oboma oblasťami — v centre gemeríd v uvedenom zmysle — predpokladáme existenciu kontinentálneho prahu v mladšom paleozoiku, reprezentovaného vynoreným starším paleozoi-

kom a so žulovými telesami, vekove (sudetské ?) i zložením odlišnými od žúl volovského antiklinória. Okrem výskytov v Maďarsku (pohorie Velence, xenolity vo vulkanitoch Mátry) nachádzajú sa u nás tieto žuly v xenolitoch mladotreťohorných eruptív (andezitové aglomeráty a čadiče) v rimavskej kotline a v tektonických šupinách železníckej a turčockej žuly. Túto eleváciu (v súlade s T. Szalaiom 1969) nazývame varískou gemeridnou elevá ciou. Jej pokračovanie na východ je zatiaľ problematické, môže ním však byť i proterozoikum a mladšie paleozoikum zemplínskeho ostrova. Tento predpoklad podporuje i zistený prínos materiálu v cejkovských vrstvách od juhu (B. Bouček—A. Přibyl 1959) k severu, tzn. na severnom svahu elevácie.

2. Astúrske vrásnivé pochody ukončili existenciu depresie na severnom okraji gemeríd a nadväzujúca denudácia zarovnala celé územie gemeríd. Preto bazálne zlepence rožňavsko-železníckej série a jej ekvivalentov majú rovnaký materiál. Rozloženie kontinentálnych a morsko-lagunárnych fácií v spodnom a vo vrchnom perme mohlo do značnej miery odrážať rozloženie pôvodných pásiem vrchnokarbónskej sedimentácie, i keď rozloženie vrchného karbónu v spodnom perme už muselo byť blízke dnešnému. Zdá sa, že zárodky oblúkovitého priebehu lubenícko-margecianskej línie môžeme klásť do tohto obdobia, rovnako ako založenie štítnického zlomu, pretože kontinen-



Obr. 2 **Paleotektonická rekonštrukcia styčnej zóny gemeríd a veporíd v spodnom perme.** Zostavil I. Varga 1971

1 — predpaleozoické kryštalinikum; 2 — biohermné karbonáty gelnickej série a vrchného karbónu v gemeridách; 3 — súvrstvie rožňavských zlepencov (sp. perm); 4 — súvrstvie ílovito-piesčitých bridlíc a vápencov (sp. perm)

Fig. 2 Paleotectonic reconstruction of the intercoursing area of the Gemerides and Veporides in Lower Permian. Compiled by I. Varga, 1971

1 — Crystalline basement; 2 — Reef carbonates in the Gelnica series (Early paleozoic) and in the Upper Carboniferous; 3 — Rožňava Conglomerate (Lower Permian); 4 — Sequence of clayly — arenaceous shales and limestones (Lower Permian)

tálne a morsko-lagunárne pásma sedimentácie permu zachovávajú lineárny priebeh nad týmito dislokáciami (pozri I. Varga v tomto čísle).

3. Vo vývoji gemeridnej tektonickej jednotky musíme teda jedno z význačných historicko-štruktúrnych rozhraní klásť do obdobia medzi vrchný karbón a spodný perm, keď sa ukončilo paleoidné formovanie eugeosynklinálnych formácií gelnickej série až vrchného karbónu a keď sa vytvorili základy mezozoickej sedimentácie, ktorá v gemeridách vyvrcholila vrchným triasom. Rožňavsko-železnícka séria je charakteristickým produktom týchto pochodov a uvedené dôvody hovoria pre jej vyčlenenie ako samostatnej série gemeridnej tektonickej jednotky:

a) Má jednotný a porovnateľný litostratigrafický vývoj v celom priestore Spišsko-gemerského rudohoria i Slovenského krasu.

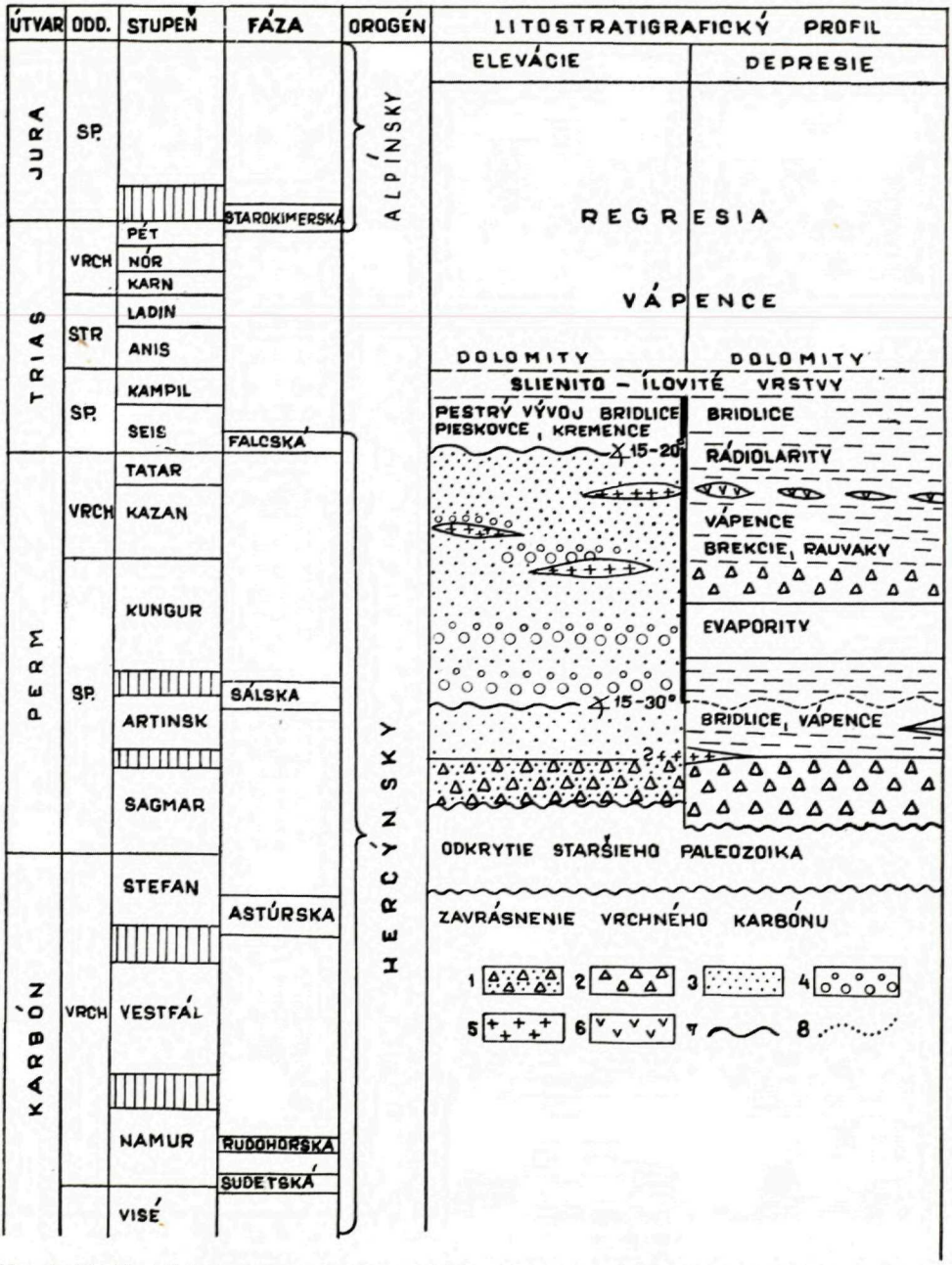
b) Obsahuje vlastné typické syngenetické vulkanické produkty (kremitý porfýr), zodpovedajúce subsekventnému vulkanizmu hercýnskeho orogénu.

c) Tektonická pozícia série je v celom jej rozšírení jednotná, podmienená výrazne samostatným genetickým, paleogeografickým a paleotektonickým začlenením do vývoja celej tektonickej jednotky, v histórii ktorej predstavuje samostatné, špecificky podmienené a prejavujúce sa obdobie (postorogénna molasa).

d) Je oddelená výraznými tektonickými pohybmi (astúrska a sálska fáza) od starších i mladších sérií, kým počas jej vzniku nedošlo k znateľnej zmene geologickej stavby (sama nie je rozčlenená výraznými syngenetickými pohybmi).

Načrtnutý obraz charakterizuje jednotný vývoj spodného permu v styčnej zóne veporíd a gemeríd ako spoločného sedimentárneho obalu kryštalinika oboch jednotiek a zároveň začiatok diferenciácie celej oblasti pred spodnotriasovou transgresiou.

4. Pri hľadaní väzby spodného permu k mezozoiku sa musíme aspoň okrajove dotknúť meliatskej série, ktorej litostratigrafické členenie ostáva zatiaľ otvorené. Podľa doteraz prístupných údajov súvisia s jej vývojom všetky výskyty evaporitov v Slovenskom krase. Výskyty sadrovca v okolí rožňavskej línie (v štítnicko-dobšinskej depresii pri Kobeliarove a Petrove, z. od Rožňavy a indície v okolí Striežoviec) a ďalšie pásmo v centre Slovenského krasu (Nováčany—Silica—Čoltovo—Strelnica—Šankovce) tvoria zóny nadväzujúce na vyššie časti rožňavsko-železníckej série v morsko-lagunárnom vývoji a sú oddelené spomenutou antiklinálnou zónou s vrchnopermskými sedimentmi v kontinentálnom vývoji. Pritom kontinentálny vrchný perm v tejto elevácii, ako už bolo vyššie naznačené, nadväzuje na kontinentálne fácie rožňavsko-železníckej série. Z toho vyplýva, že oblasti s evaporitovou sedimentáciou sa prekrývajú s priebehom pozdĺžnych depresií medzi vymedzenými elevá ciami (obr. 3), s heteropickými kontinentálnymi fáciami v elevá ciách. Tieto depresie sa vytvárali na miestach predisponovaných hlboko založenými smernými tektonickými zónami, kde mocnosti sedimentov meliatskej série ďaleko pre-



Obr. 3 **Stratigrafická paralelizácia permských súvrství gemeríd.** Zostavil I. Varga, 1971
1 — rožňavské zlepence v kontinentálnom vývoji; 2 — rožňavské zlepence v morsko-lagunárnom vývoji; 3 — pieskovce a piesč. bridlice v kontinentálnom vývoji; 4 — zlepence kontinentálneho vývoja; 5 — porfýrový vulkanizmus; 6 — bázický a ultrabázický vulkanizmus; 7 — diskordancia; 8 — skrytá diskordancia

Fig. 3 Stratigraphical comparison of the Permian in the Gemerides. Compiled by I. Varga, 1971
1 — Rožňava Conglomerate in the nonmarine development; 2 — Rožňava Conglomerate in marine — shelf marine development; 3 — Sandstones of the nonmarine development; 4 — Conglomerates of the nonmarine development; 5 — Acid vulcanism; 6 — Basic to ultrabasic vulcanism; 7 — Discordance; 8 — Hidden discordance

sahovali mocnosti heteropických kontinentálnych fácií vrchného permu. Striedavo sa v nich ukladali typicky morské (euxinské) a lagunárne (evapority) sedimenty, zodpovedajúce vytvárajúcim sa rytmom suchozemskej sedimentácie vynorených zón.

Prevaha bázických a ultrabázických vulkanitov v známych častiach meliatskej série je odrazom oživenia hlboko založených smerných tektonických línií. Zároveň však kyslý superkrustálny vulkanizmus permských súvrství smerom na juh od rožňavskej línie chýba, jej najjužnejšími reprezentantmi sú kremité porfýry v okolí Rimavskej Bane, nepočítajúc veľmi problematické prejavy v brusníckej antiklinále (J. Chmelík—J. Jablonský 1964).

Oprávnene možno teda predpokladať, že pre vývoj vrchnopermských súvrství j. od rožňavskej línie je typický bázický až ultrabázický charakter vulkanizmu, ako odraz tektonickej predispozície sedimentačného priestoru. Rovnako aj charakter deformácií celého komplexu meliatskej série v tomto priestore zodpovedá jej pôvodnému uloženiu. Intenzívne poklesávajúce zóny meliatskej série dali základ k jej neskoršiemu (austrijská ?, subhercýnska ? fáza) šupinovitému a príkrovovému vyvrásneniu.

Striedanie ostro ohraničených pásiem s kontinentálnou a morsko-lagunárnou sedimentáciou vo vrchnom perme je vyvrcholením paleogeografickej diferenciácie územia, ktorá sa začala v období vzniku rožňavsko-železníckej série, tzn. v spodnom perme. Priestorové rozloženie meliatskej série (vrchný perm — seis) je teda prejavom prehlbovania panví, nadväzujúcich na morsko-lagunárne pásma spodného permu a naopak rozloženie kontinentálneho vrchného permu v priestore Slovenského krasu svedčí o zvýraznení elevácií, t. j. kontinentálnych pásiem v posálskom období, ako odrazu tejto fázy.

Vo vývoji spodných častí mezozoika Slovenského krasu sa prejavilo dožívanie tejto paleogeografickej diferenciácie tak, že na súvrstvia kontinentálneho permu nadväzuje klastogénny seis, kým meliatska séria siaha do vyšších častí seisu (J. Bystrický 1959). Unitárna transgresia mezozoika sa prejavila až vo vývoji kampilského súvrstvia v celom území.

Tieto poznatky svedčia o význame astúrskej fázy ako posledného výrazného prejavu variských orogénnych pochodov, ktorá ukončila paleoidné formovanie eugeosynklinálnych formácií gelnickej série až vrchného karbónu a kedy sa vytvorili základy mezozoickej sedimentácie, ktorá na tomto území vyvrcholila vrchným triasom. Morsko-lagunárne fácie spodného permu svojou litologickou náplňou pri sedimentácii na starých štruktúrach sú už predzvesťou mezozoických členov, kým súvrstvia meliatskej série predstavujú dožívanie euxinských litofácií, typických pre paleozoické série gemeríd, so striedavým prejavom mezozoických členov (evapority).

Do tlače odporučil M. Maheľ

LITERATÚRA

[1] Abonyi A., 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd. Geol. práce, Správy 57. GÚDŠ, Bratislava. — [2] Bouček B. — Přibyl A., 1959: O geologických poměrech zemplínskeho pohoří na východním Slovensku. Geol. práce, Zošit 52. GÚDŠ Bratislava. — [3] Bouček B. — Přibyl A., 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbonu. Geol. práce, Správy 20. GÚDŠ, Bratislava. — [4] Balogh K., 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk — Gebirges. Jahrbuch d. Ung. Geol. Anstalt, XLVIII/2. Budapest. — [5] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu (o veku „meliatskej série"). Geol. práce, Správy 15. GÚDŠ, Bratislava. — [6] Bystrický J. — Fusán O., 1953: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. Věstník ÚÚG XXX. Praha. — [7] Krist E., 1954: Karbónske zlepence bindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce. Zošit 36. GÚDŠ, Bratislava. — [8] Šuf J., 1963: Zpráva o geologickém průzkumu okolí Štítnika. Geol. práce, Správy 27. GÚDŠ, Bratislava. — [9] Varga I., 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi Západným Turcom a Rimavou. Geol. práce, Správy 29. GÚDŠ, Bratislava. — [10] Vozárová A., 1971: Petrografia rožňavských zlepencov. Rukopis pre geologicko-ložiskovú štúdiu Spišsko-gemerského rudohoria. — [11] Vrána S., 1964: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). — Krystalinikum, 2, Praha. Ostatné citácie viď J. Varga v tomto čísle.

IMRICH VARGA

EFFECTS OF HERCYNIAN OROGENIC PHASES ON THE EVOLUTION OF PERMIAN IN THE GEMERIDES

(Summary of the Slovak text)

According to so far accepted ideas significant Variscan orogenic phases have not presented during the development of the Permian in the Gemerides. An analysis in the Tectonic Development of Czechoslovakia (1961) ascertained as the main late Variscan phase the Asturian one. Orogenic movements in the Asturian phase caused no metamorphism but paleogeographical changes only until in the Saalian phase the relief regenerated and differentiated with renewed subsidence. In the light of this standpoint the Lower — Upper Permian boundary has have had exeptional importance as the boundary between Variscan and Neoide development of the West Carpathians. May be pointed out that this analysis based on idea of advancing transgression of Late Paleozoic complexes from the south in the Slovak block area. In scope of preceeding knowledges following questions remain unsolved:

1. Existence of the Lower Permian at all in the Gemerides tectonic unit (complexes corresponding to the Rattendorf, Trogkofel and Grödener beds of the SE Alps).

2. Relations of the transgressive Lower Triassic to Permian and in particular to marine Permian and to Meliata series (Upper Permian — Lower Triassic).

3. Conditions which may have led simultaneously to diverse developments of the Permian side by side and unknown relations between them in the Gemerides and particularly in the Slovak Karst area.

4. Relations of the gemeride Permian to the envelope Permian in the Veporides along the Lubeník—Margecany line as well as to the Permian in the Zemplín Mts.

5. Influences and importance of Asturian and Saalian orogenic phases resulting facial variability and paleogeographical diversity.

Recently obtained data from this area led to following conclusions:

It was ascertained the existence of a characteristic Lower Permian complex (the Rožňava—Železník series) in intercoursing area of Gemerides and Veporides. The Lower Permian series consist of two important sequences which are:

a) The Rožňava Conglomerate with corresponding sequences (the basal conglomerate of the Permian in northern part of the Gemerides as well as the Permian envelope series in the SE part of the Veporides and probably the Cejkov beds in the Zemplín Mts.

b) Sequence of clayly — arenaceous shales and limestones including the so called marine Permian of the Gemerides with corresponding sequences (Lower Triassic "envelope" quartzite of the SE part of the Veporides and tentatively the lower part of the Foederata series).

Litostratigraphical parallelisation and tectonic displacement of the Lower Permian on the one hand as well as that of the Upper Carboniferous on other disproved the concept of advancing transgression of the Late Paleozoic complexes from the Bükk Mts. region (Hungary). Between sedimentation areas of both Late Paleozoic edifices (e. g. between the Carboniferous of the Gemerides and stratigraphically equivalent sequences in the northern Hungary) the Variscan Gemeride Elevation seems to have emerged. Thus the Carboniferous of the Gemerides is in paleogeographical connection with the northern (to NW) margin of this elevation transgreding in strike depression from the NE to SW. Original dispose of the central zone in this depression may have had represent a deep fault system marked at present by the Rožňava line.

According to distribution of nonmarine and marine sedimentation zones in the Lower Permian the main strike tectonic zones seem to have persisted after the Asturian phase too.

Spatial distribution of the Meliata series (Upper Permian — Lower Triassic) indicates deepened sedimentation basins joining with marine sedimentation basins (zones) of the Lower Permian however spatial distribution of the nonmarine Upper Permian in the Slovak Karst verifies rising movements in elevated zones due to the Saalian phase. Basic to ultrabasic vulcanism of ophiolite character is typical at the same time for regions south from the Rožňava line.

Paleogeographical differentiation manifested in the development of the Lower Triassic in the Slovak Karst by connection of arenaceous Seisian sequence to the nonmarine Upper Permian while the Meliata series continues to upper portions of the Seisian. Uniform mesosoic transgression manifested but in the development of the Campilian beds.

Recent knowledges showed thus significance of the Asturian phase as the latest important in the Variscan orogeny which have terminated paleoide eugeosynclinal development from the Early Paleozoic to the Upper Carboniferous including and have led to setting up conditions for mesosoic sedimentation accomplished in the Upper Triassic. Sedimentation of the marine Permian approaches to Mesosoic sequences by the material character yet in the Lower Permian while the Meliata series represents surviving paleoide sedimentation (and lithofacies) with changing presentation of the mesosoic ones (evaporites).

Preložil autor

Geologické práce, Správy 57 | str. 361—367 | Bratislava | 1971

VLADIMÍR NÁPRSTEK*

ODRAZ TEKTONICKÝCH FÁZÍ VE VÝVOJI HRANIČNÍCH VRSTEV VERRUCANA A WERFENU SZ. OD BANSKÉ BYSTRICE

(1 obr. v textu, anglické résumé)

Abstract. The section of the Verrucano—Werfenian boundary series of the Krížna unit NW of Banská Bystrica (Central Slovakia) confirms the existence of unconformities in new established cycles resulting from the Pfälzic phase. The real beginning of the neoid geosynclinal subsidence in this area is represented by these subaquatic cycles, not by the marine Werfenian quartzites as supposed previously.

Poměr verrucana a werfenu v tomto území byl označen již v roce 1931 jako diskordantní (J. Koutek 1931, 256).

Asi 60 m mocný profil hraničních vrstev obou sérií, obnažený v pískovně „Pod Košiarom" jz. od obce Uľanka, sz. od Banské Bystrice, je velmi instruktivní s hlediska litostratigrafického, faciálně paleogeografického a zejména tektonického a umožňuje detailní interpretaci řady geologických jevů.

Verrucano diskordantně spočívá na starohorském krystaliniku, jehož geologická pozice je vysvětlována různě. Podle D. Kubínyho (1962, 114) jde o tektonicky zešupinatěné dílčí elevace nízkotatranského krystalinika, které spolu s verrucanem je vcelku autochtonní, zatímco J. Koutek 1937 in Q. Záruba, D. Andrusov (1937, 3), D. Andrusov (1958, 228), J. Jaroš (1965, 41, 42, 50) považují oba dva útvary za podloží křižňanského příkrovu, společně přesunuté přes nízkotatranské jádro a roztrhané v řadu šupin.

Celková charakteristika verrucana

Normální vývoj verrucana tohoto území byl popsán již v předběžné zprávě (D. Kubíny 1965, 113—114, V. Náprstek 1966, 457—458). Klastický materiál těchto sedimentů je prakticky nezvětralý, nevytříděný a neopracovaný a hranice sérií probíhají většinou diskordantně k isochronám.

* Katedra Geologie na Přírodovědecké fakultě university Karlovy, Albertov 6, Praha 2

Nepřítomnost bahenních prasklin v těchto sedimentech spolu s ostatními texturními znaky svědčí spíše o dostatečně častých deštích. V oblasti transportu i usazování byl pohyb materiálu tak rychlý, že se nemohla vytvořit vegetační pokrývka.

Faunisticky a floristicky je tato série dosud sterilní (Ž. Ilavská 1963, 77). Nelze vyloučit možnost zjištění pylů a spor v břidličných vložkách, které však na dnešních odkryvech nebyly zjištěny.

Stáří těchto sedimentů typu kontinentální molasy se udává nejspíše jako autun — saxon.

Popis profilů

Ve studovaném profilu (obr. 1) lze rozlišit tři výrazně odlišné sedimentační cykly, pracovně označené písmeny A, B a C.

Nově zjištěný cyklus A, obnažený na bázi pískovny jen v 6 m mocnosti, je tvořen nápadně bělavými, „kaolinizovanými", arkózovitými pískovci, v nichž jsou místy vyvinuty růžové konkrecionální silicity. Souvrství je vyvinuto v pozitivně gradovaných a 35—50 cm mocných sekvencích s výhradně ostrými hranicemi mezi fialovými pískovci a oblázkovými konglomeráty.

Souvrství tohoto cyklu musí být odděleno minimálně erozní diskordancí od svého podloží, jímž jsou starší série verrucana normálního vývoje. Jde o subaquatický sediment, jehož křemenná a kvarcitová zrna jsou ovální a indikují kvalitativně jiný způsob transportu a opracování (vzorek 1) než v sedimentech podloží i nadloží. Nově zjištěné úlomky porfyrů v těchto arkózovitých pískovcích ukazují, že jde nejspíše o člen stratigraficky mladší než porfyroidová série ľubietovské podzóny. Nasvědčuje tomu i výskyt křemičitých konkrecí, jejichž SiO_2 pocházelo asi ze zvětrávacích roztoků kyselých láv a tufů a sráželo se při sedimentaci písků patrně ve sladkovodních nádržích.

Tento faciální vztah obou oblastí potvrzuje předpoklad (V. Zoubek 1931 242) o souvislosti západní části starohorského krystalinika a verrucana s ľubietovskou podzónou.

Souvrství tohoto cyklu jsou tektonicky rozčleněna do několika bloků o shodném téměř V—Z směru a sklonu asi 25° k S, zatímco nadložní cykly B a C jsou na nich uloženy výrazně úhlově diskordantně a mají generelní směr S—J a sklon asi 20° k Z.

Svrchní polohy cyklu A jsou rozvětrány, takže jejich vrstevnatost je zřetelná a pískovce jsou roztmeleny v písek (vzorek 2).

Nadložní souvrství jsou tvořena dvěma cykly, uloženými na sobě konformně, přičemž cyklus C začíná polohou křemenců (vzorek 8), považovaných dosud za bazální transgresní člen werfenu normálního vývoje v této oblasti.

Nově zjištěný spodnější cyklus B je asi 23 m mocné, litologicky, texturně i faciálně pestré souvrství s ostrými a většinou erozními hranicemi mezi dílčími členy. Spodní čočkovité polohy hrubozrnných bělavých písků jsou diagonálně zvrstvené a obsahují místy hnízda zuhelnatěné rostlinné drti (na obr. 1 označeno hvězdičkou). Směrem do nadloží sedimentace se uklidňuje, takže v nejvyšších polohách se střídají 20—70 cm mocné polohy drobivých pískovců různé textury a zrnitosti s vložkami fialově rudých prachovců, shodných s obdobnými vložkami ve werfenu mořského vývoje. Tyto horniny se vyskytují v různých úrovních profilu i jako redeponované úlomky až závalky.

Čočkovité vložky zelenavých prachovců a okrových pískovců zprostředkují přechod do nadložních křemenců a jsou vlastním začátkem mořské sedimentace (koncentrace těžkých minerálů, zejména zirkonu a rutilu, ve vzorku 8 na obr. 1).

Střídají se tedy v cyklu B nezpevněné a zpevněné vrstvy pískovců a prachovců, což umožnilo zjistit ve vyšších polohách i drobné synsedimentární poklesy a deformace řádu 20—30 cm.

Granulometrické parametry písků jsou uvedeny pro ilustraci vpravo od profilu na obr. 1 s příslušnými vysvětlivkami. Jejich polymodálnost je výrazem míšení klastického materiálu, tříděného v prostředí o různé energii a odráží se i v nízkém stupni vytřídění. Podle stupnice vhodné pro písky (G. M. Friedman 1962) vzorky 2 a 4 jsou vytříděny velmi slabě, 3 a 5 slabě a vzorek 6 extrémně slabě.

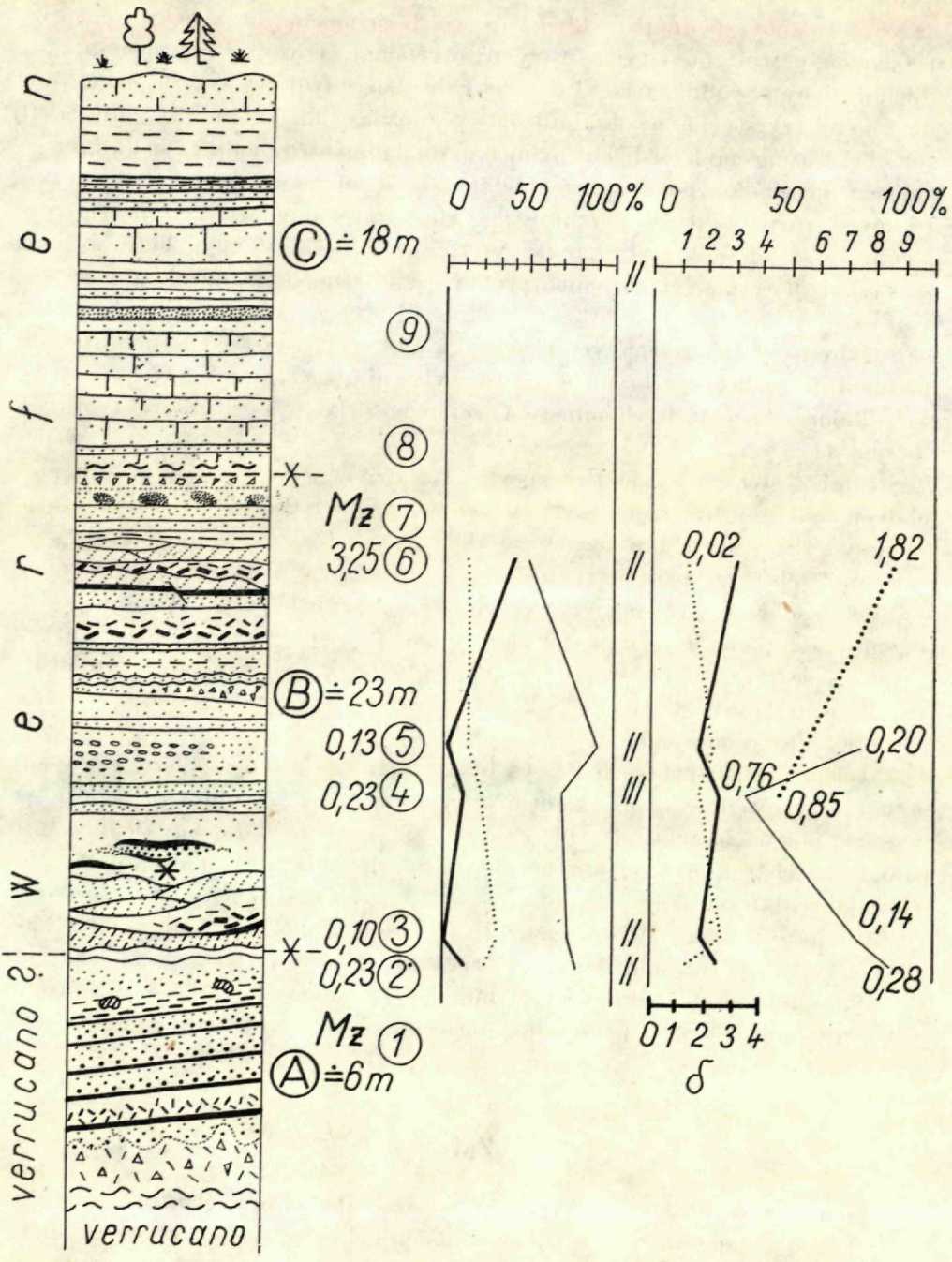
V celém profilu (cykly A, B a C) byla zjištěna přítomnost pouze slídového minerálu řady illit — muskovit. Nerozložené živce se objevují teprve ve vyšších polohách cyklu B. Toto zjištění je geneticky důležité jednak pro stanovení charakteru větrání hornin v snosné oblasti, jednak pro faciální charakteristiku popsaných cyklů.

Za nejpravděpodobnější považuji tu možnost, že horniny starší než cyklus A, tj. včetně porfyroidové série verrucana, větraly illiticky v semiaridním až semihumidním podnebí a slídový minerál byl transportován a sedimentoval jako nezměněný, což nejlépe odpovídá celkovému vývoji sedimentace všech vyčleněných cyklů.

Závěr

Vývoj popsaných hraničních vrstev odráží tedy tento sled fází:

1. Vývoj sedimentačního prostoru starších cyklů verrucana běžně známého vývoje byl tektonicky rozčleněn a formován za sálské fáze a pokračuje diskontinuitně do podloží cyklu A.



n
e
f
r
e
w
verrucano ?
verrucano
C ≐ 18m
9
8
Mz 7
3,25 6
B ≐ 23m
0,13 5
0,23 4
0,10 3
0,23 2
Mz 1
A ≐ 6m
0 50 100%
0 50 100%
1 2 3 4 6 7 8 9
0,02
1,82
0,20
0,76
0,85
0,14
0,28
0 1 2 3 4
δ

2. Nově vyčleněný cyklus A je oddělen od svého podloží minimálně erozní, spíše však angulární diskordancí.

3. Tektonická aktivita byla obnovena i po sedimentaci cyklu A, projevila se celkovým vyklenutím a blokovou tektonikou souvrství tohoto cyklu a způsobila výraznou angulární diskordanci mezi cyklem A a B, která je odrazem pfalcké fáze.

4. Uvedené pohyby byly provázeny erozí i lokálním přepracováním produktů větrání.

5. Slabou tektonickou aktivitu indikují i drobné synsedimentární poklesy ve vyšších polohách cyklu B.

6. Báze werfenu (mořský cyklus C), tvořená křemenci, je jen nepatrně tektonicky odlepena od nejvyšších vrstev cyklu B a spočívá na něm konformně, takže mezi oběma cykly je celkem plynulý litologický přechod.

7. Nově vyčleněné cykly A a B jsou subaquatickými sedimenty.

Obr. 1 Schematický profil hraničních vrstev verrucana-werfen (Vl. Náprstek 1965)

Vysvětlivky: A, B, C — sedimentační cykly (A-verrucano ?, B-sladkovodní ? werfen, C-mořský werfen)
1 — arkózovitý pískovec; 2 — štěrkovito-přachovitý až prachovitý pískovec s křemičitými konkrecemi; 3 — prachovitý písek s vložkami prachovců; 4 — štěrkovito-prachovitý písek; 5 — písek; 6 — prachovito-štěrkovitý písek; 7 — pískovec—křemenec; 8 — pískovec s laminami křemenného prachovce, obsahující těžké minerály (zirkon, rutil); 9 — pískovec;* — adiagnostická zuhelnatělá rostlinná drť
Číselné údaje vlevo od čísel nezpevněných vzorků 2—6 vyjádřují střední velikost zrna Mz* těchto písků (v mm). V levém grafu je znázorněn percentuální obsah štěrku (zrna nad 2,00 mm) tlustou čarou, písku (zrna 2,00—0,063 mm) tenkou čarou a prachu (zrna pod 0,063 mm) tečkovanou čarou
V pravém grafu tlustá čára znázorňuje stupně vytřídění δ (standartní úchylka) v hodnotách φ*. Římské číslice označují polymodálnost vzorků (II-bimodálnost, III-trimodálnost). Percentuální podíl jednotlivých modů v jednotlivých vzorcích je znázorněn tečkovanou, plynulou tenkou a tlustě tečkovanou čarou, přičemž čísla vyjadřují mediány příslušných modů (v mm)

* Hodnoty Mz a δ vypočítány podle Folk R. L., Ward W. C. (1957): Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. — J. Sed. Petrol., 27, 3—26.

Fig. 1 Schematic section of the Verrucano-Werfenian boundary series (Vl. Náprstek 1965)

Explanations: A, B, C — sedimentary cycles (A-the Verrucano ?, B-the freshwater ? Werfenian, C-the marine Werfenian)
1 — arcosic sandstone; 2 — gravelly-silty sandstone with siliceous concretions; 3 — silty sand with intercalated beds of siltstones; 4 — gravelly-silty sand; 5 — sand; 6 — silty-gravelly sand; 7 — sandstone-orthoquartzite; 8 — laminated sandstone containing heavy minerals (zircon, rutile); 9 — sandstone, * — adiagnostic carbonised plant detritus
The numerals on the left side of the sample numbers (in circles) are medium grain size Mz* (in mm) of the unconsolidated samples 2—6. The left graph illustrates the percentage of gravel (thick line), sand (thin line and silt (dotted line) in these samples
The thick line in the right graph demonstrates the degree of sorting δ (standart deviation) in Phi units*. The Roman numerals show the polymodality of all these samples (II-bimodality, III-trimodality). The percentages of individual modus are illustrated by dotted, continuous and thick dotted lines. The medians of corresponding modus (in mm) are represented by numbers at the end of individual lines

* The values Mz and δ were counted according to Folk R. L., Ward W. C. (1957): Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. — J. Sed. Petrol., 27, 3—26.

8. Cyklus A je litofaciálně bližší verrucanu, i když jeho werfenské stáří nelze vyloučit.

9. Cyklus B lze považovat za faciální analogon vývoje cenomanu Českého masivu. S hlediska litostratigrafického i strukturního je tento cyklus dosti intimně spjat s werfenem normálního mořského vývoje.

10. S geotektonického hlediska je cyklus A předehrou a cyklus B vlastním začátkem neoidní geosynklinální subsidence v této oblasti.

LITERATURA

[1] Andrusov D., 1958—59: Geológia československých Karpat I—II, Bratislava. — [2] Friedman G. M., 1962: On sorting coefficients and the lognormality of the grain size distribution of sandstones. J. Geol., 737-753 — [3] Ilavská Ž., 1963: Predbežná Správa o palynologických štúdiách v melafýrovej sérii severného svahu Nízkych Tatier. správy o geol. výskumoch v r. 1963, Slovensko, 2, Bratislava. — [4] Jaroš J., 1965: Tektonický charakter krížňanské jednotky v okolí Banské Bystrice. Geol. práce, Správy 35, Bratislava. — [5] Koutek J., 1931: La fenêtre de Staré Hory. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knihovna StGÚ ČSR, 13 A, Praha. — [6] Kubíny D., 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. práce, Zošit 62, GÚDŠ, Bratislava. — [7] Kubíny D., 1965: Niektoré poznatky o geológii širšieho okolia Špánej Doliny. Geol. práce, Správy 37, Bratislava. — [8] Náprstek V., 1966: Nové poznatky o vývoji hraničních vrstev verrucana a werfenu krížňanské jednotky sz. od Banské Bystrice. Časopis pro mineralogii a geologii. XI/4, Praha. — [9] Záruba Q.—Andrusov D., 1937: Geologické poměry území projektované dráhy Banská Bystrica—Diviaky. Zvl. otisk z časopisu „Zprávy železničních inženýrů", XIV/9 a 11, rok 1937, 3—15. Tiskem Noviny v Praze. — [10] Zoubek V., 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. Knihovna StGÚ ČSR, svazek 13, 242, Praha.

VLADIMÍR NÁPRSTEK

INFLUENCES OF TECTONIC PHASES UPON THE VERRUCANO-WERFENIAN BOUNDARY SERIES NW OF BANSKÁ BYSTRICA (CENTRAL SLOVAKIA)

(Summary of the Czech text)

The development of the Verrucano—Werfenian boundary series is controlled by following phase succession:

1. The development of the sedimentation area of the well known older Verrucano cycle formed during the Saalic phase goes on discontinously up to the base of the cycle A (see Fig. 1).

2. The new established cycle A is separated at least by disconformity but most probably by unconformity from the underlying Verrucano beds.

3. Following the sedimentation of the cycle A, the tectonic activity became rejuvenated again and led to arching and block structure of this series. The unconformity between the cycle A and B resulting from the Pfälzic phase is a good evidence for it.

4. The above-mentioned movements were accompanied by erosion and local redeposition of weathering products.

5. The tectonic activity in the upper beds of the cycle B resulted in small synsedimentery faults (20—30 cm).

6. The basal Werfenian quartzites of the marine cycle C were only slightly tectonically detached and lie conformably on the cycle B. However, the boundary between these cycles is from the lithological point of view a transitional one.

7. The new established cycles A and B represent subaquatic sediments.

8. The lithofacial development of the cycle A is similar to that of the Verrucano, though its Werfenian age cannot be excluded.

9. The cycle B can be considered as a facial analogon of the Cenomanian in the Bohemian Massif. As regards to the lithostratigraphy and structure, the cycle B displays a close relation to the normal marine facies development of the Werfenian (the cycle C).

10. Whereas the cycle A can be considered introductory phase, the cycle B represents a real beginning of the neoid geosynclinal subsidence in this area.

Preložil autor

Geologické práce, Správy 57 | str. 369—378 | Bratislava | 1971

JÁN NEMČOK*

PREJAVY ILÝRSKEJ FÁZY VRÁSNENIA VO FLYŠI VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

(3 obr. v texte, anglické resumé)

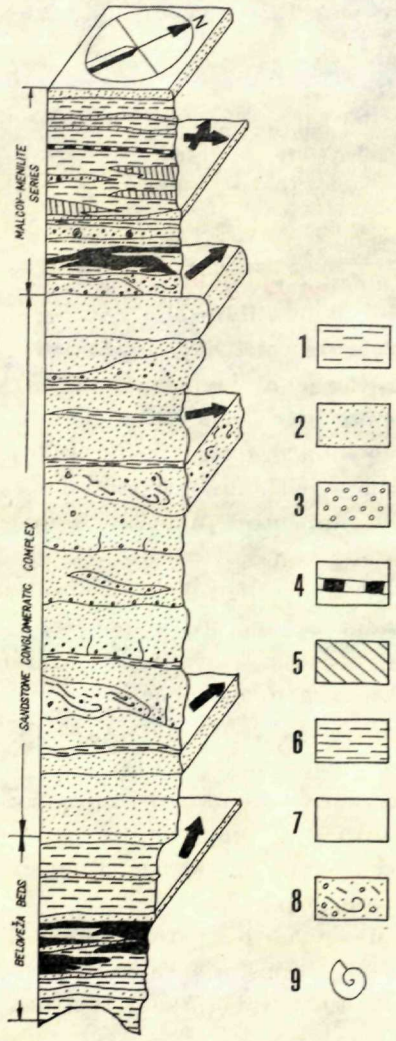
Abstract. Structural, sedimentological, and palaeontological facts indicating the activities of Illyrian tectonic movements are presented. Their stratigraphical diapason being though, slightly different, they still may be included between Middle and Upper Eocene.

Vo flyšovej oblasti východného Slovenska, v magurskej i dukelskej jednotke tektonické prejavy sa dajú najlepšie študovať v období ilýrskeho vrásnenia. Flyšové sedimenty východného Slovenska poskytujú totiž najviac dokladov práve pre toto obdobie vrásnenia. Staršie predpaleogénne vrásnenie vo flyšovej oblasti sa tu odrazilo len sekundárne vznikom hrubých masívnych pieskovcov cisňanských a pieskovcov V. Bukovca a zmenou prínosu klastík. Ďalšie kritériá pre stanovenie nesúhlasnosti (štruktúrne a paleontologické) nemôžeme posúdiť pre nedostatok starších kriedových sedimentov. Mladšie vrásnivé pohyby popaleogénne, ktoré zasiahli určité flyšové pásmo, sú zas ťažko študovateľné, lebo nie sú zachované mladšie neogénne sedimenty. Tektonické prvky vo flyšových sedimentoch (zlomy, posuny, prešmyky) sú síce mapovateľné, ale ich stratigrafické začlenenie sa tu obmedzuje na konštatovanie, že vznikli po usadení menilitovo-krosnenskej resp. menilitovo-maľcovskej série.

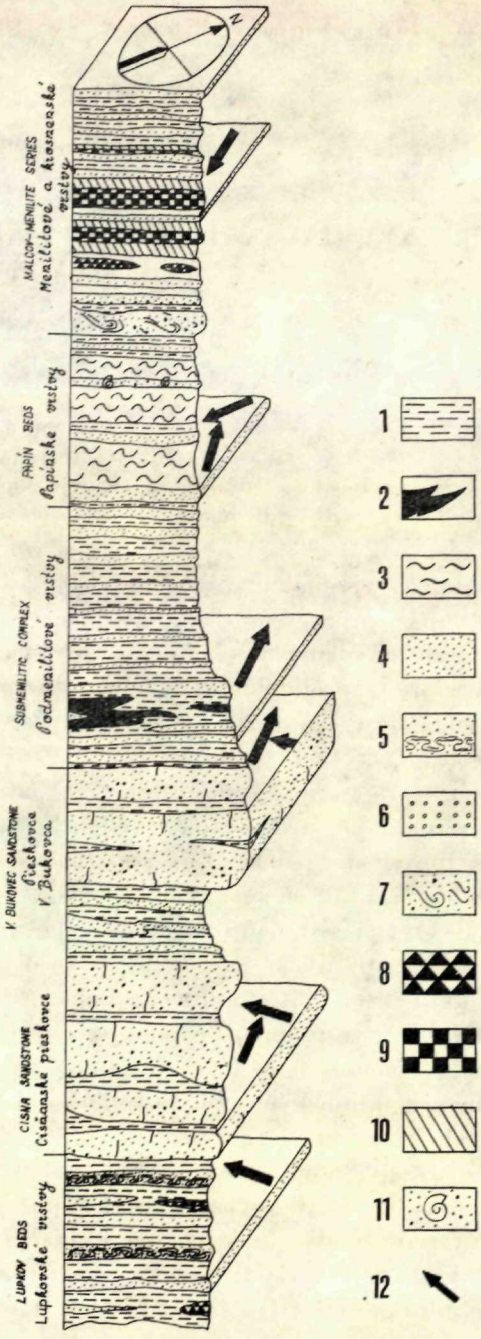
Ilýrsko-staropyrenejské pohyby nepredstavujú jednorázový akt. Výsledky tohto vrásnenia nám ukazujú fázové posunutie vrásnenia. Tento jav pozorujeme aj u laramských pohybov. Pôsobili na rozhraní vrchnej kriedy a paleogénu, ale ich odraz sa vo flyšovom sedimentačnom priestore prejavil ešte v paleocéne až spodnom eocéne. Ako doklad slúžia masívne pieskovce cisňanské a pieskovce V. Bukovca v dukelskej jednotke (obr. 2).

Význam predvrchnoeocénneho vrásnenia vo flyšových Karpatoch zdôraznil D. Andrusov (1965), keď paleogén rozdelil na ombrónsku a karpskú sériu. Ombrónska séria (O. Vialov—D. Andrusov 1963) zaberá súvrstvia lito-

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava


N
MALCOV-MENILITE SERIES
SANDSTONE CONGLOMERATIC COMPLEX
BELOVEŽA BEDS
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Obr. 1


N
MALCOV-MENILITE SERIES
Menilitové a kremencové vrstvy
PAPÍN BEDS
Papínske vrstvy
SUBMENILITIC COMPLEX
Podmenilitové vrstvy
V. BUKOVEC SANDSTONE
Pieskovce z V. Bukovca
CISNÁ SANDSTONE
Cisňanske pieskovce
LUPKOV BEDS
Lupkovské vrstvy
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Obr. 2

faciálne a čiastočne aj stratigraficky odlišné, ale vyvinuté od vrchného eocénu po spodný oligocén. Karpskou sériou nazval spodné flyšové vrstvy od paleocénu po stredný eocén. Medzníkom v delení flyšových sedimentov na dve samostatné série bolo rozhranie stredný eocén — vrchný eocén.

Prejavy ilýrskej fázy vrásnenia vo východoslov. flyšových Karpatoch sú stanovené na základe kritérií *štruktúrnych, sedimentologických* a *paleontologických.*

Štruktúrne kritériá. Menilitovo—maľcovské súvrstvie v južných čiastkových magurských jednotkách a v bradlovom paleogéne vždy nachádzame v mierne zvlnených synklinálnych zónach. Sklon vrstiev málokedy presahuje 25—30°. Podložné vrstvy mávajú sklony od 30° vyššie. Maľcovské vrstvy v mierne zvlnenej brachysynklinále medzi Ujakom a Ľubotínom alebo pri Inovci ležia na intenzívne zvrásnenom súvrství mezozoika a paleogénu bradlového pásma. Ďalším príkladom môže slúžiť výskyt maľcovsko-menilitového

Obr. 1 Litologická schéma Čerhovskej jednotky

1 — ílovce; 2 — pieskovce; 3 — konglomeráty; 4 — rohovce; 5 — pelokarbonáty; 6 — piesčité íly; 7 — pestré vrstvy; 8 — sklzové telesá; 9 — numulitické vápence

Fig. 1 Lithological scheme of Čerhov unit

1 — Claystones; 2 — Sandstones; 3 — Conglomerates; 4 — Cherts; 5 — Pelocarbonates; 6 — Sandy claystones; 7 — Variegated beds; 8 — Slump bodies; 9 — Nummulitic limestones

Obr. 2 Menilitové a krosnenské vrstvy: rohovce, pelokarbonáty, kremité a vápnité pieskovce, čierne, sivé a sivozelené ílovce, laminované sliednaté pieskovce. Papínske vrstvy: A typ-kremito-vápnité pieskovce s glaukonitom, B typ — vápnité, sľudnaté laminované pieskovce. Podmenilitové vrstvy: siltovce, jemnozrnné vápnité pieskovce, kremité pieskovce, zelené až sivozelené a červené ílovce. Cisňanské piesk. a piesk. V. Bukovca: hrubozrnné drobové pieskovce, mikrokonglomeráty. Lupkovské vrstvy: pieskovce, siltovce, ílovce, pelokarbonáty.

Vysvetlivky: 1 — Ílovce; 2 — Červené ílovce; 3 — Lastúrnaté rozpadové ílovce; 4 — Pieskovce; 5 — Konvolutne laminované siltovce; 6 — Konglomeráty; 7 — Sklzové telesá; 8 — Pelokarbonáty; 9 — Rohovce; 10 — Menilitové bridlice; 11 — Numulitové vápnité pieskovce; 12 — Smery prúdenia materiálu

Fig. 2 Menilite and Krosno beds: cherts, pelocarbonates, quartz and calcareous sandstones; black, grey and grey-green claystones; laminated marly sandstones. Papín beds: quartz-calcareous sandstones with glauconite, (type A); calcareous, marly laminated sandstones (type B). Submenilite beds: siltstones, fine-grained calcareous sandstones, quartz sandstones; green and grey-green and red claystones. Cisna sandstones and Veľký Bukovec sandstones: coarse-grained greywacke sandstones, microconglomerates. Lupkov beds: sandstones, siltstones, claystones, pelocarbonates.

Explanatory notes: 1 — claystones; 2 — red claystones; 3 — shell disintegrating claystones; 4 — sandstones; 5 — convolute-laminated siltstones; 6 — conglomerates; 7 — slump bodies; 8 — pelocarbonates; 9 — cherts; 10 — Menilite schists; 11 — nummulite calcareous sandstones; 12 — directions of the flow of material

súvrstvia v oblasti Hankoviec a Kochanoviec v povodí Toply, kde na zlínskych vrstvách bystrickej jednotky leží celá séria so zjavnou uhlovou diskordanciou. Osi antiklinálnych i synklinálnych pásiem vytvorených zo zlínskych a belovežských vrstiev bystrickej jednotky medzi Hankovcami a Bardejovom sú sz.—jv. smeru; vrchnoeocénne — sp. oligocénne vrstvy menilitovo-maľcovské zabiehajú do oblasti Hankoviec zo synklinály Brezovky. Stratigraficko-litologický profil menilitovo-maľcovskej série v podloží s pestrými vrstvami a ílovcami typu marglí z Lacka potvrdili v oblasti Hankoviec tiež vrty N_1 a N_2. Styk zlínskych vrstiev bystrickej jednotky s maľcovsko-menilitovou sériou je zvýraznený nielen skrytou diskordanciou, ktorá sa prejavila chýbaním niektorých stratigrafických stupňov stredného eocénu, ale tiež vznikom malých výskytov uhlia na tomto výraznom rozhraní v oblasti Hankoviec. Tak isto diskordanciu zvýrazňujú sklzové telesá na styku týchto dvoch súvrství.

Sedimentologické kritériá. Jedným z najzávažnejších prejavov ilýrskej fázy vo flyšovej oblasti vých. Slovenska je nápadná zmena prínosu klastík do sedimentačného bazénu. Podmenilitové vrstvy spodného a stredného eocénu v dukelskej jednotke podľa nameraných hieroglyfov dostávali materiál od JV, menilitové a krosnenské vrstvy (vrchný eocén — spodný oligocén) od SZ (obr. 2). Nápadnú zmenu prínosu klastík môžeme teda spájať so vznikom resp. zánikom kordilierovej oblasti alebo dokonca so zmenou samotného sedimentačného priestoru. Faktom ostáva, že medzi stredným a vrchným eocénom rozhodne došlo k radikálnej zmene, ktorú mohli vyvolať jedine tektonické pohyby.

Fázovosť predvrchnoeocénnych tektonických pohybov ilýrskych dokumentujú aj ďalšie sedimentologické a štruktúrne javy. V krosnenských vrstvách má transport materiálu jednoznačný smer — od SZ. V maľcovsko-menilitových vrstvách, ktoré stratigraficky zodpovedajú krosnenským a menilitovým vrstvám dukelskej jednotky a čiastočne najvyšším zlínskym vrstvám račianskej jednotky, smer transportu už nie je však taký jednoznačný. V maľcovských vrstvách je materiál prinášaný od JV k SZ ako v zlínskych vrstvách račianskej jednotky, ale aj od JZ k SV (obr. 1). Túto nápadnú zhodu prikordilierových vzťahov možno dokumentovať na čerhovskej jednotke v spodnejších paleogénnych litologicko-stratigrafických komplexoch. Zlepence, sklzové telesá a pieskovce (strihovské vrstvy) boli tu donesené z juhu a z JV. V bystrickej jednotke sú však smery transportu materiálu už len od JV k SZ.

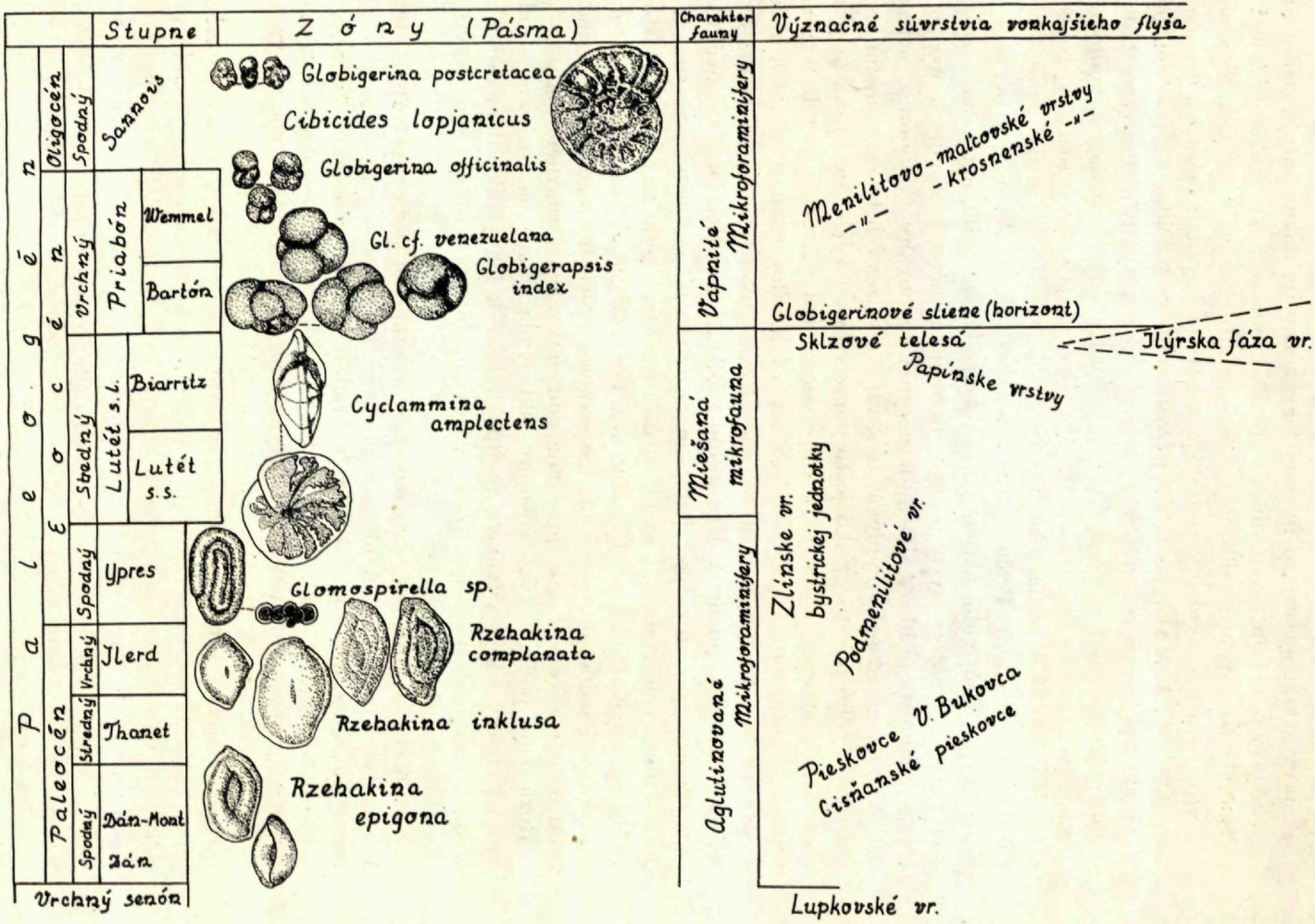
Z toho možno usúdiť, že menilitovo-maľcovská séria vznikla v období, pred ktorým došlo k zmene kordilierovej oblasti a čiastočne aj sedimentačného prostredia. Jasne to dokazujú zmenené a takmer protichodné prúdové smery na rozhraní stredný eocén — vrchný eocén.

Prejavy a mnohotvárnosť ilýrskej fázy vrásnenia dokumentujú sedimentologické javy odrážajúce dynamiku vzniku sedimentov, ako sú sklzové telesá — podmorské zosuny, alebo olistolity. Zlepence a brekcie vo flyši vých. Slovenska mávajú často nepravidelný charakter a hlavne ony dali podnet k označeniu „divoký flyš". A. Matějka (1962) ich označuje ako „tiloidné". Dnes brekciovité, málo spevnené sedimenty s celými odtrhnutými podložnými blokmi sedimentárnych hornín vo flyši vých. Slovenska považujeme za podmorské zosuny (submarine slumping). M. Marchetti (1957) olistostromy opisuje z terciéru Sicílie a podľa jeho názoru vznikli tektonickým dvíhaním istých pásiem na dne mora. Príčiny sklzov takéhoto druhu V. Vassojevič a S. Korotkov (1935) vidia hlavne vo zväčšení úklonov sedimentov na morskom dne vplyvom tektonických porúch, nerovnomerného hromadenia usadenín, eróznej činnosti prúdov, ako aj porušením rovnováhy vplyvom zemetrasenia. Z vyššie uvedeného vyplýva, že k vzniku sklzových telies v širšom areáli sedimentačného priestoru, ako je to napr. vo flyši vých. Slovenska (a práve na rozhraní stredný eocén — vrchný eocén) bol potrebný impulz regionálnejšieho charakteru. Sklzové telesá na vých. Slovensku z obdobia medzi stredným a vrchným eocénom nachádzame pod maľcovsko-menilitovou sériou v oblasti Lopúchova, Richwaldu a Dlhej Lúky. Rozsiahle sklzové telesá sú vyvinuté aj v dukelskej jednotke na rozhraní papínskych vrstiev resp. podmenilitových vrstiev a menilitovo-krosnenskej série v Papíne, Hosťoviciach, sz. od Kalinova pri Čertižnom a v darskej synklinále. Sklzové telesá v račianskej jednotke dostali pri mapovacích prácach na zostavenie generálneho listu Košice—Zborov pracovné pomenovanie „skamenené blato".

Rozloženie podmorských zosunov (sklzových telies) na rozhraní stredný eocén—vrchný eocén vyvoláva predpoklad, že k ich vzniku dopomohol nepokoj v sedimentačnom priestore a v jeho kordilierovej oblasti vyvolaný ilýrskymi tektonickými pohybmi.

Zaujímavý je problém nerovnakej stratigrafickej pozície sklzových telies V dukelskej jednotke sú uložené v normálnom vrstevnom slede ako viac menej súvislé sklzové lavice, kým v bradlovom paleogéne a vo vnútorných čiastkových magurských jednotkách ich nachádzame na čiastočne zvrásnených starších flyšových sedimentoch. Ich výskyt na rozhraní stredný eocén—vrchný eocén vo vonkajších flyšových jednotkách nastoľuje otázku, či sú odrazom rýchleho zdvihu sprevádzaného vrásnením (orogenézou), alebo pomalších dlhotrvajúcich epierogenetických pohybov. Diskordantné uloženie sklzových telies vo vnútorných čiastkových magurských jednotkách a v bradlovom paleogéne a ich viac-menej konkordantné (medzivrstevné) uloženie vo vonkajšej magurskej jednotke a dukelskej jednotke vnucuje predstavu o ich postupnom sťahovaní od pôvodného zdroja a vyznievaní tektonických pochodov smerom k severu.

Obr. 3 Tabuľka zmien mikrofauny po ilýrskej fáze vrásnenia



Pre ilýrsku fázu vrásnenia nám dokladový materiál poskytujú nielen východoslovenské flyšové Karpaty, ale aj ich západná časť. Sklzové telesá sú známe aj v Zakarpatskej Ukrajine v údolí rieky Latorice (A. Babinec—V. Burov —O. Vialov 1958) a to pod menilitovými a krosnenskými vrstvami. Tzv. olistostromové teleso v bezprostrednom nadloží má pestré ílovcovo-slienité vrstvy, ktoré ležia hneď pod menilitovými vrstvami. V slienitých vrstvách a v blokoch sklzového telesa sa našlo množstvo veľkých globigerín (*Globigerina bulloidés* Orb.). Pravdepodobne ide o vrstvy globigerinového horizontu — vrchného eocénu. V tomto výskyte sú horniny také pestré, že z uloženia vrstiev vzniká dojem chaosu. Vznik týchto veľkých sklzových telies v Zakarpatskej Ukrajine je viazaný ako vo flyšových Karpatoch vých. Slovenska na vrchný eocén resp. rozhranie stredný eocén — vrchný eocén. Sklzové telesá sú teda zrejme viazané na ilýrske pohyby.

V záp. časti flyšových Karpát nachádzame veľké sklzové telesá v nadloží zlínskych vrstiev bystrickej jednotky SZ od Púchova v údolí Bielej vody. Záp. od dediny Dohňany v starom opustenom lome nadložie tvrdých ílovcov (Margle z Lacka = Treskuny) ukončuje malý podmorský zosun s množstvom skamenelín hlavne veľkých foraminifér, úlomkov koralov, ľalijníc, ako aj úlomkov lamelibranchiát. Numulitová fauna sklzového telesa poukazuje na ypres — spodný lutét (M. Vaňová 1961): *Nummulités planulatus* (Lamarc), *Nummulités burdigalensis* de la Harpe, *Nummulités partschi* de la Harpe, *N. laevigatus* (Brugiére), *N. galensis* Heim, *Assilina laxispira* (de la Harpe) a i. Z prehľadu fauny vidieť, že je preplavená a nevyskytujú sa tu mladšie druhy ako strednoeocénne. Aj v z. časti flyšových Karpát vznikli sklzové telesá na rozhraní stredného a vrchného eocénu, čo pripisujeme, ako sme už uviedli, ilýrskym tektonickým pohybom.

Paleontologické kritériá. Spodný eocén v dukelskej jednotke i v magurskej tektonickej jednotke je reprezentovaný výlučne bentósnou aglutinovanou mikrofaunou. Pri posudzovaní flyšových spoločenstiev musíme mať na zreteli, že nejde o biocenózu, ale o thanatocenózu, druhotné spoločenstvo mikrofauny, ktoré sa od žijúceho spoločenstva prakticky vždy odlišuje. Pre spodnoeocénne asociácie flyšových sedimentov belovežských vrstiev a podmenilitového eocénu je charakteristická svojrázna glomospiroamodisková zložka, ktorá v týchto súvrstviach tvorí veľmi výrazné pásmo. Na rozdiel od spodnoeocénnych asociácií pre vrchnoeocénne až spodnooligocénne sedimenty sú charakteristické planktonické foraminifery a vápnitý bentós. Ojedinele zachované aglutinované foraminifery nachádzame len vo forme pyritizovaných jadier (B. Lešku—O. Samuel 1968). Hranicu medzi aglutinovanými foraminiferami a vápnitým planktónom či bentósom tvorí veľmi výrazný horizont globigerínových slieňov (šešorský horizont). Ním nastupuje

vápnitý planktón malých foraminifér a pokračuje do maľcovských či krosnenských vrstiev.

Aj paleontologický rozbor dokazuje, že medzi spodným eocénom a vrchným eocénom došlo k ráznej kvalitatívnej zmene mikrofauny malých foraminifér. Podstatné mikrofaunistické zmeny nastali v spodnom eocéne. Vo vrchnom eocéne sa už znovu stabilizovalo životné prostredie, čo dokazuje mikrofauna globigerinových slieňov. Globigerinové sliene z hľadiska paleogeografického vývinu flyšovej geosynklinály predstavujú obdobie pokojnej sedimentácie.

Kvalitatívne mikrofaunistické zmeny vo flyšových sedimentoch východného Slovenska nastali na rozhraní stredný eocén — vrchný eocén. Stredný eocén charakterizujú asociácie s významným druhom *Cyclammina amplectens* Grzybowski. Aglutinovaný bentós v populácii druhu *Cyclammina amlectens* (Grzybowski) vždy dominuje, pričom k nemu v priebehu celého pásma pristupuje už vápnitý bentós i planktón (obr. 3).

Záver

Prejavy ilýrskych pohybov vo flyšových sedimentoch východného Slovenska zanechali po sebe neklamných svedkov.

1. V magurskej i dukelskej jednotke na rozhraní stredný eocén — vrchný eocén došlo k zmene prúdov, ktoré roznášali klastický materiál v sedimentačnom bazéne.

2. Prakticky v celom flyšovom sedimentačnom priestore východoslovenského flyšového pásma nachádzame sklzové telesá na rozhraní stredný eocén — vrchný eocén.

3. V bradlovom pásme menilitovo-maľcovské súvrstvie vrchného eocénu až spodného oligocénu leží diskordantne na zvrásnenom staršom podloží.

4. Výrazné kvalitatívne zmeny zachovanej mikrofauny vo flyšových horninách sa prejavili na rozhraní stredný eocén — vrchný eocén. Aglutinovaná mikrofauna je dominujúcou zložkou v strednom eocéne a stratigraficky starších flyšových sedimentoch, kým vo vrchnom eocéne a vyššie prevláda výlučne vápnitý bentós a planktón.

Z vyššie uvedeného vyplýva, že v dobe ilýrskeho vrásnenia nastali v bradlovom pásme a v centrálnych Karpatoch slabé pohyby zemskej kôry a vynorenie (Belanské Tatry), kým vo flyšových Karpatoch sa uplatnili len zmeny sedimentačného charakteru vyvolané týmto vrásnením.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1965: Geológia československých Karpát. Vydav. SAV, Bratislava. — [2] Babinec A. — Burov V. — Vialov O., 1958: Putevoditeľ ekskursií sjezda Karpatobalkanskej associácii, Lvov. — [3] Kühn O., 1934: Eozänvorkommen auf Chalkidike. Centralbl. Min. Geol. Abt. B/3, Stuttgart. — [4] Leško B. — Samuel O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vydav. SAV, Bratislava. — [5] Marchetti M., 1957: The Occurence of Slide and Flowage Material (Olistostromes) in the Tertiary Series of Sicily. Congr. geol. intern. 20-a Sess., Sect. 5/1, Mexico. — [6] Vassojevič N. — Korotkov S., 1935: K poznaniju javlenij krupnych podvodnych opolznej v oligocenovuju epochu na severnom Kavkaze (v Majkovskom okruge). Trudy VNGRI, ser. A/53, Moskva—Leningrad. — [7] Vialov O. — Andrusov D., 1963: O neobchodimosti razdelenija paleogena fliševoj zony na dve glavnyje serii: karpijskuju i ombronskuju. Geol. zbor. 14/1, Bratislava.

JÁN NEMČOK

RESULTS OF ILLYRIAN FOLDING PHASE IN EAST-SLOVAKIAN FLYSCH

(Summary of the Slovak text)

Pre-Palaeogene Laramide folding in the Flysch area has only left secondary reflections of its activities resulting in the formation of massive sandstones in the sedimentary area of the Flysch basin. It is rather difficult to study younger Neogene folding processes that have affected Flysch sediments, since there is a lack of Neogene sediments in the Flysch zone. This is why pre-Upper-Eocene-Illyrian tectonic processes are most favourable for the study of tectonic activity and its results in East-Slovakian Flysch area.

The description of Illyrian orogenetic movements in the Flysch area has been based upon structural, sedimentological, and palaeontological observations.

In Central Carpathians and in Klippen Belt, interrupted sedimentation, slight movements of the earth crust and emergence may be observed in a period corresponding to Illyrian folding phase, while in the Flysch Carpathians only alternations of sedimentary nature took place. In the time between Middle and Upper Eocene the whole current system (Fig. 1, 2) transporting clastic material into the sedimentary basin, was changed in the Flysch sedimentation area.

Sediments older than Middle Eocene were transported into sedimentation basin from SE (Fig. 1, 2); younger sedimentary rocks were supplied with clastic material from NW or SW. The decisive alternation of current system between Middle and Upper Eocene evoked the formation of a lithological succession of Menilite beds.

Consequently, the Menilite-Malcov series may only be considered a further result of the sedimentation period following the alteration of the cordillera section and partly of sedimentary environment.

The period between Middle and Upper Eocene is also characterized by extensive slide bodies in the Magura and Dukla units. Numerous submarine slides (slide bodies) between Middle and Upper Eocene may be connected with the activities in the sedimentation area, owing to tectonic movements. Slide bodies in the Dukla unit form more or less continuous sliding beds, while in the Klippen-Belt Palaeogene they rest on partially folded older basement.

Unconformable deposition of slide bodies in southern Flysch areas and their more or less conformable deposition in outer Magura and Dukla units may indicate not only gradual migration of slide bodies away from the area of their origin, but gradual fading-out of tectonic movements as well.

Most probably the fading-out of tectonic movements is of the same direction as that of the sliding bodies. Conspicuous qualitative alteration between Middle and Upper Eocene is displayed by microfauna of Flysch sediments. Agglutinated microfauna represents a dominant component in Middle Eocene and in stratigraphically older Flysch sediments, while in Upper Eocene and Lower Oligocene calcareous benthos and plankton prevail completely.

Consequently it may be stated that structural, sedimentological and palaeontological alterations between Middle and Upper Eocene were evoked by Illyrian orogenetic movements.

Preložila E. Jassingerová

Geologické práce, Správy 57 | str. 379—384 | Bratislava | 1971

ALENA JURKOVÁ*

OSCILACE PALEOZOIKA V MIOCENNÍ ČELNÍ HLUBINĚ NA OSTRAVSKU A JEJICH VZTAH K FÁZÍM ALPINSKÉHO VRÁSNĚNÍ

(2 obr. v textu, německé résumé)

Abstract. The moderate uplift of the Paleozoic of NE-Moravia, which was consolidated by the Variscan orogeny, was interrupted by subsidence with temporary transgression in the Middle Cretaceous (Austrian phase) and by fastly succeeding oscillations to an extent of ± 1600 m in the Miocene. After the maximum submersion of the surface, connected with transgressions in the rea of the Carpathian foredeep, the movement of the flysch nappes took place to this area (at the boundary of the Karpatian and Lower Badenian stages). The overthrusting of the nappes occured during the Styrian phases.

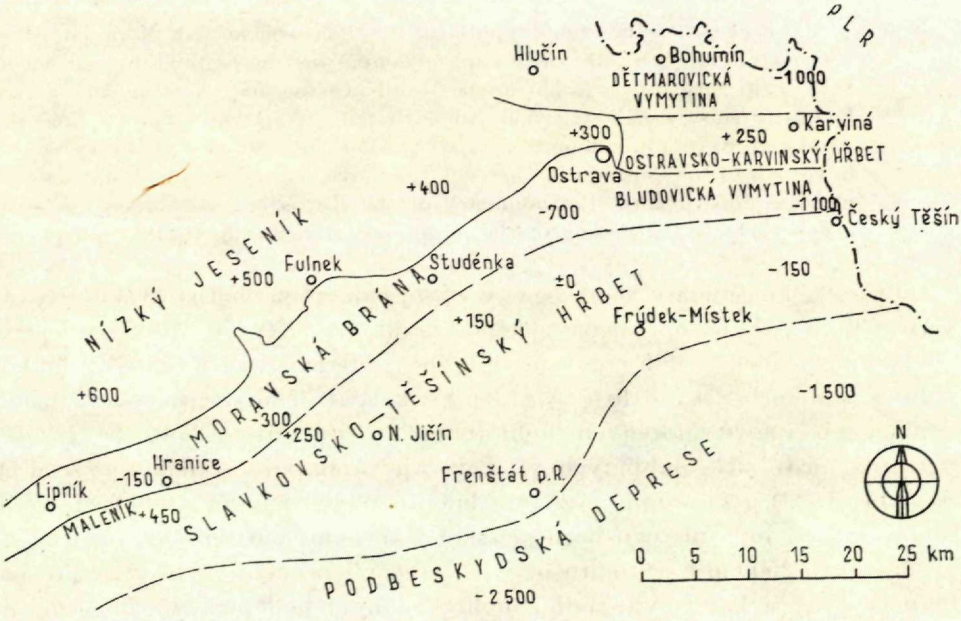
Od variské konsolidace je geologický vývoj paleozoika na Ostravsku určován vertikálními pohyby epeirogenetického charakteru. Někteří autoři sice předpokládají v oblasti miocenní předhlubně diferencované synsedimentární pohyby ker karbonských hřbetů a depresí karpatského směru podél zmlazovaných nebo i nově založených zlomů (např. J. Petránek 1956), ale výsledky poměrně husté sítě hlubinných vrtů dávají za pravdu staršímu názoru A. Stahla (1932) o zásadním významu bezzlomových zdvihů a poklesů. Podle tohoto autora bylo plateau hornoslezského karbonu vyzdviženo v paleogénu na úroveň +2000 m a v tomto období (před oligocénem) byly vyerodovány hluboké rýhy a kaňonovitá údolí, pohřbená nyní pod převážně miocenními sedimenty. Datování vertikálních pohybů a stanovení jejich velikosti neodpovídá již dnes známým skutečnostem.

Na základě studia autochtonních sedimentů v miocenní čelní hlubině, dvojího erozně-denudačního reliéfu karbonu a se zřetelem na stavbu karbonu jsem se pokusila o rekonstrukci časového sledu, hrubý orientační odhad velikosti a rychlosti vertikálních pohybů a rozlišila jsem v období po variském vyvrásnění sedm etap střídavě s převládající zdvihovou nebo poklesovou tendencí.

1. etapa: Období od variského vyvrásnění do oligocénu (asi 240 mil. let) nelze podrobněji členit pro nepřítomnost příslušných autochtonních sedi-

* Geologický průzkum, n. p., Ostrava-Hrabová

mentů v nadloží karbonu. Převládal pozvolný výzdvih, provázený hlubokým větráním a peneplenizací. Vlivy případné saxonské zlomové tektoniky karbonu nelze odlišit od projevů tektoniky variské. Povrch terénu v mesozoiku ležel asi nevysoko nad mořskou hladinou. Na základě výskytu autochtonní křídy ve vrtu Oldřichovice poblíže Třince se předpokládá možnost krátkodobého propojení severního epikontinentálního moře s mořem karpatským. Rychlost vertikálních pohybů nelze ani přibližně odhadnout, ale byla asi nepatrná. Koncem paleogénu dochází k podélnému zvlnění předpolí podslezského sedimentačního prostoru a tím je položen základ k plošnému rozčlenění povrchu paleozoika v karpatském směru. (Rozložení nynějších hlavních morfologických jednotek povrchu karbonu je znázorněno na obr. 1.)



Obr. 1 Situační schéma hlavních morfologických struktur paleozoického reliéfu
Abb. 1 Situationsschema der Hauptmorphologischen Strukturen des paläozoischen Reliefs

2. etapa: Od počátku spodního miocénu se vertikální pohyby zrychlují. Oblast klesá a ve spodním burdigalu sem proniká mořská záplava, jak dosvědčují relikty litorálních sedimentů s faunou ve vrcholové části nynějšího ostravsko-karvinského karbonského hřbetu. Pokles území oproti jeho nejvyšší poloze koncem paleogénu lze odhadnout max. na 400—500 m. Při předpokládané délce trvání této etapy asi 5 mil. roků by se průměrná roční rychlost pohybovala kolem 0,1 mm.

3. etapa: Od konce spodního burdigalu až do spodní části helvetu s. s.

převládá výzdvih. Jeho amplituda činí asi 800 m. Je odstraněna naprostá většina staršího pokryvu karbonu a vytvořen nový pahorkatý reliéf s převýšením kolem 500 m, zachovaný dosud v oblasti pohřbeného paleozoického hřbetu slavkovsko-těšínského v podloží karpatské série. Při předpokladu trvání této etapy asi 2 mil. roků se zrychluje vertikální pohyb v průměru na 0,4 mm ročně.

4. etapa: Od nejvyšší polohy povrchu v helvetu s. s. až po nejhlubší ponoření v karpatu, provázené transgresí, je amplituda poklesu v oblasti slavkovsko-těšínského hřbetu odhadována na 800—900 m, zvětšuje se však směrem do předhlubně (k jihu) a naopak rychle vyznívá k vnějšímu okraji pánve, kterým byl patrně nynější okraj Nízkého Jeseníku a ostravsko-karvinský hřbet. Reliéf karbonu je zčásti pohřben pod faciálně silně rozrůzněnými sedimenty karpatské série. Koncem karpatu je do sníženého prostoru předhlubně nasunut staroštýrský příkrov, a to v celé její šíři několika desítek km. Průměrná rychlost klesání při délce trvání tohoto pohybu asi 1,5 mil. let by činila asi 0,6 mm.

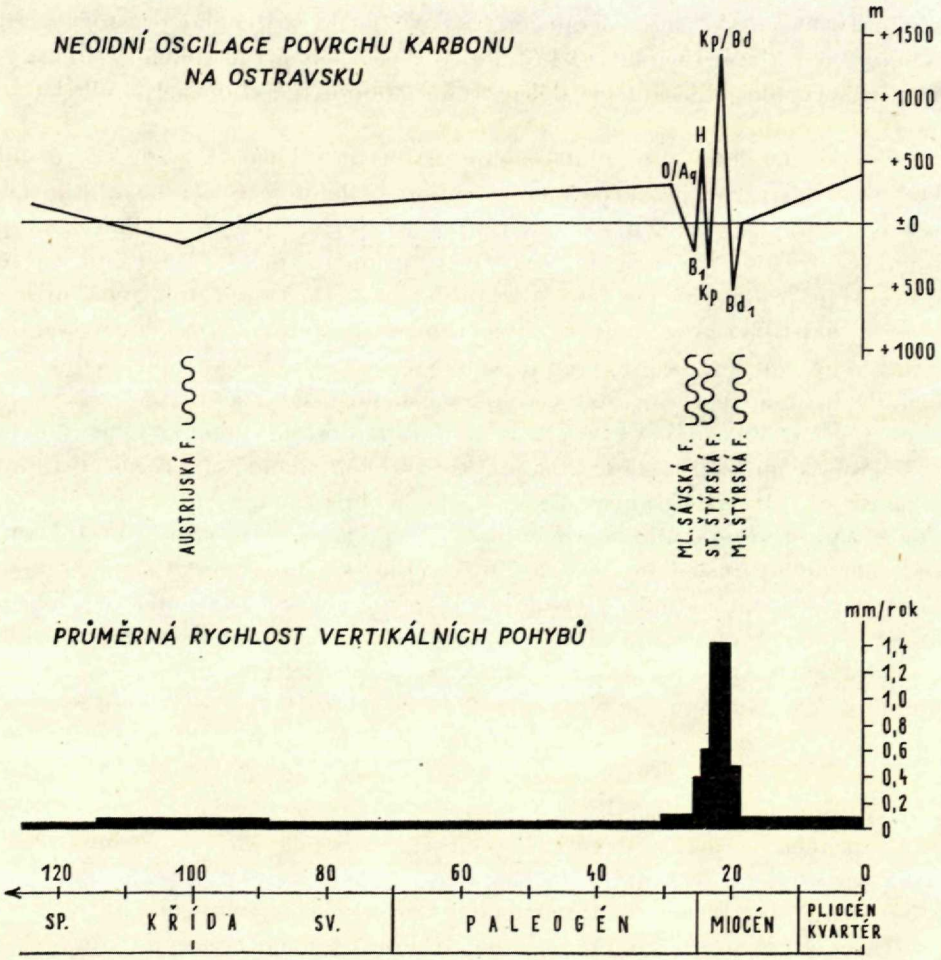
5. etapa: Období od nejhlubší polohy povrchu v karpatu až do největšího vyzdvižení na rozhraní karpatu a spodního badenu je relativně krátké (asi 1,5 mil. roků), ale vyznačuje se nápadným zrychlením pohybu, odhadovaným v okolí ostravsko-karvinského hřbetu v průměru na 1,2—1,4 mm ročně. Výzdvih je provázen regresí s rozsáhlým zaštěrkováním relativně nižších poloh. V další fázi je zesílený výzdvih provázen hloubkovou erozí, jíž vzniká horský reliéf karbonu s převýšením kolem 1200 m, zachovaný pod sedimenty spodního badenu v okolí ostravsko-karvinského hřbetu a dále k S a SV na území Polska. Maximální výzdvih v této etapě dosahuje hodnoty až 1600 m, ale směrem k jihu se rychle zmenšuje, takže erozně-denudační proces postihnul již pouze staroštýrský příkrov a karbonský podklad nebyl obnažen.

6. etapa: Ve spodním badenu je výzdvih vystřídán stejně intenzívním poklesem. Jeho důsledkem je transgrese nejdříve do hlubších poloh reliéfu, kde redepozicí fluviálních štěrků, karbonských sutí i karpatských hornin vzniká souvislý obzor bazálních klastik. Pak následuje všeobecný pokles a horský reliéf karbonu je celý pohřben pod pelitickým souvrstvím lanzendorfské série. Maximální pokles, odhadovaný až na 1800 m postihnul ústřední část nově vytvořené čelní hlubiny, ale intenzita poklesu se rychle zmenšovala k jižnímu okraji pánve. Generální sklon povrchu terénu k ose předhlubně usnadnil pohyb mladoštýrských příkrovů přes sedimenty lanzendorfské série ještě v průběhu záplavy. Průměrná roční rychlost poklesu v ose čelní hlubiny se odhaduje na 1,2—1,5 mm.

7. etapa: Od konce spodního badenu do současné doby (asi 16 mil. let) trvá časově i prostorově diferencovaná zdvihová tendence, s výjimkou oblasti Hlučín—Opava, kde pokles pokračoval ještě v průběhu tortonu s. s. (sedimen-

tace sádrovcového obzoru). Důsledkem je regrese, úplná denudace sedimentů lanzendorfské série na většině území Nízkého Jeseníku a na kulminačních partiích ostravsko-karvinského hřbetu, dále vytvoření nynějšího reliéfu krajiny se zvýrazněným okrajem Nízkého Jeseníku. Celkový výzdvih v ostravsko-karvinském revíru může dosahovat hodnoty kolem 800 m, zvětšuje se však zřejmě směrem do oblasti příkrovů (Beskydy). Relativně klesající tendenci má oblast mezi Karvinou a Bohumínem, jak bylo zjištěno opakovanými přesnými nivelačními měřeními v letech 1959—1966 (P. Vyskočil 1969). Maximální poklesy až 2 mm ročně nejsou v souvislosti s hornickou činností.

Při orientačním odhadu rychlosti vertikálních pohybů jsem pro stanovení délky jednotlivých vývojových etap vycházela z geochronologických údajů



Obr. 2

D. Ju. Ščerbakova (1961) a u miocenních stupňů z tabulky D. Vasse—G. P. Bagdasarjana—V. Konečného (1970).

I když údaje o rychlostech jsou nepřesné, bude v zásadě správná jejich relace. Z grafického znázornění (obr. 2) jasně vyplývá časová souvztažnost maximálních výkyvů s fázemi vrásnění, a to s austrijskou v křídě, sávskou ve spodním miocénu a hlavně se štýrskými fázemi ve středním miocénu.

Nejsilnější poklesy probíhaly v předhlubni před nasunováním příkrovů, tzn. že příkrovy byly uváděny v pohyb při nejnižší poloze předhlubně. Protože poklesu v oblasti předhlubně odpovídá výzdvih v oblasti flyšového pásma, může vyklenovaný podklad vyvolávat tlak na obalové flyšové série a při jižním okraji miocenní předhlubně i na miocenní vrstvy, takže pohyb příkrovů vnějšího flyše je způsoben kombinací tlaku, vyvolaného nerovnoměrně se zvedajícím podkladem a gravitačního skluzu.

Přesunování staroštýrského příkrovu do předhlubně v průběhu sedimentace karpatské série se projevuje plošně rozsáhlým výskytem tektonické šupiny podslezského eocénu v klidně uložených vrstvách autochtonního karpatu. Bohaté redepozice mikrofaun podslezské jednotky do karpatu jsou vysvětlitelné rozmyvem postupujícího čela staroštýrského příkrovu uvnitř pánve.

Přesunování mladoštýrských příkrovů v průběhu sedimentace pelitického souvrství lanzendorfské série je doloženo v okrajové části pánve několikanásobným střídaním těchto pelitů se šupinami příkrovových jednotek, a dále tím, že scházejí specifické okrajové vývoje a spodní baden je zde zastoupen svými pánevními vývoji bazálních klastik a šlíru. Redepozice starších mikrofaun jsou oproti karpatské sérii vzácné, snad proto, že nasunutí příkrovů do spodnobadenské předhlubně nebylo tak dalekosáhlé (max. 6 km na Těšínsku).

Nejsilnější epeirogenetické výzdvihy v oblasti čelní hlubiny jsou následné ve vztahu k fázím nasunování příkrovů, ať již to byly výzdvihy ve spodním miocénu po sávské fázi, na rozhraní karpatu a spodního badenu po staroštýrském nasunutí, nebo výzdvihy dosud trvající po nasunutí mladoštýrském.

Do souvislosti s násunem příkrovů uvádím ohybové struktury paleozoického podkladu. Jedna z nich probíhá v okolí Nového Jičína středem slavkovsko-těšínského hřbetu a odděluje dvě řady dílčích elevací stupněm asi 200 m vysokým, příkře skloněným k JV. Nejvýznamnější strukturou tohoto druhu je tzv. súlovsko-rožnovská linie, kterou na základě regionálního geofyzikálního profilu interpretovala M. Škárová (in J. Cahelová a kol. 1969) v místech nynějšího průběhu čela magurského příkrovu. Na této linii se povrch paleozoika slavkovsko-těšínského hřbetu prudce sklání k jihu na stupni asi 1000 m vysokém. Předpokládám, že se tato struktura výrazněji rozvíjela až po nasunutí slezského příkrovu nebo nejvýše současně, protože ji tento příkrov dalekosáhle překročil, aniž jí byl zabrzděn. Významným faktorem pro dotvoření

této linie mohlo proto být působení váhy dosunovaného magurského příkrovu, který zatlačoval svůj podklad do hloubky.

Hlubinné vrty v ostravsko-karvinském revíru a v předpolí Beskyd nepřinesly žádných dokladů pro zmlazení starších (variských) zlomů nebo vznik zlomů nových v paleozoickém podkladu miocenní předhlubně. Mohlo by se jednat nejvýše o pohyby několikametrových amplitud, vrty nepostižitelné, které by ovšem z hlediska vývoje povrchových tvarů paleozoika byly naprosto bezvýznamné. Tento jev by nasvědčoval tomu, že přes intenzívní variské tektonické porušení reagovalo paleozoikum na neoidní epeirogenetické pohyby jako plastický celek, snad v důsledku toho, že zlomová tektonika terrigenních vývojů karbonu se směrem do hloubky uzavírá v karbonátovém podkladu spodnokarbonského a devonského stáří.

LITERATURA

[1] Cahelová J. a kol., 1969: Gravimetrický a seismický průzkum v oblasti Dobrá—Kysucké Nové Mesto. Závěr. zpráva. Ústav užité geofyziky, Brno. — [2] Petránek J., 1956: Mladotřetihorní tektonika v ostravsko-karvínském revíru. Sborník ÚÚG, sv. XXII, 1955, odd. geol., Praha. — [3] Stahl A., 1932: Das Relief des Oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paläogeographie. Jahrb. d. Preus. geol. Landesanst., Bd. 53, Berlin. — [4] Ščerbakov D. Ju., 1961: Die neue sowjetische geochronologische Zeittafel. Sitzb. d. deutschen Ak. d. Wis., Berlin. — [5] Vass D.—Bagdasarjan G. B.—Konečný V., 1970: Absolútne veky niektorých stupňov miocénu Západných Karpát. Geologické práce, Správy 51, Bratislava. — [6] Vyskočil P., 1969: Příspěvek ke studiu vertikálních pohybů zemské kůry v oblasti hornoslezské pánve. Geodet. a kartograf. obzor, XV/1, Praha.

A. JURKOVÁ

DIE VERTIKALBEWEGUNGEN DER PALÄOZOISCHEN OBERFLÄCHE IN DER MIOZÄNEN VORTIEFE NORDOST — MÄHRENS UND IHRE BEZIEHUNG ZU DEN ALPIDISCHEN FALTUNGSPHASEN

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Auf Grund der Verbreitung, Mächtigkeit und Entwicklung der autochtonen neoiden Serien im Hangenden des Paläozoikums und des Studiums der Oberflächengestaltung des Karbons kann man von der variszischen Konsolidation ab sieben Entwicklungsetappen festlegen, die sich dem Charakter und der Intensität der Vertikalbewegungen nach unterscheiden.

Die weitspannigen Bewegungen vor und nach dem Miozän zeigen überwiegend Hebungstendenz von unbedeutender Bewegungsgeschwindigkeit. Im Miozän wechseln

sich aber die Auf- und Abbewegungen in relativ kurzen Intervalen ab. Die maximale Amplitude der Bewegungen im Mittelmiozän erreicht ± 1600 m, mit einem Geschwindigkeitswert von cca 1,2—1,5 mm jährlich. Die maximalen Absenkungen sind von Meeresüberflutungen begleitet und scheinen zeitlich eng an die Faltungsphasen in den Flyschkarpaten gebunden sein. Sie wurden jedoch nicht durch diese Phasen hervorgerufen. Im Gegenteil zeigt sich — besonders in dem Mittelmiozän- daß bei den kräftigsten Abbewegungen die Flyschdecken passiv in Bewegung geraten und in den Raum der Vortiefe überschoben wurden. Es ist selbstverständlich, daß die Senkung des Vorlandes mit den Hebungen epeirogenetischen Charakters im Untergrunde der Flyschserien gleichzeitig verliefen und so der Untergrund auch einen aktiven Druck auf die Flyschserien ausübte.

Da auf Grund der Tiefbohrungen keine Anzeichen für eine merkliche junge Bruchtektonik festgestellt wurden, kann man voraussetzen, daß der paläozoische Untergrund der miozänen Vortiefe als einheitlicher Körper auf die Vertikalbewegungen reagierte. Offenbar reichen die variszischen Brüche nicht in größere Tiefenzonen.

Preložil G. Weiss

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 57

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave roku 1971 vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied Bratislava

Vedecký redaktor RNDr. Ondrej Samuel, CSc.
Zostavili prof. Michal Mahel', DrSc. a RNDr. Peter Reichwalder, CSc.

Vytlačili Tlačiarenské závody Pravda, závod Bratislava, písmom garmond a petit Extended
27,74 AH — 28,36 VH
Cena brož. Kčs 35.—