

GEOLOGICKÉ PRÁCE



9/14
K / 11

ZPRAVY 37



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1965

Redakčná rada

Pg. Anton Biely (predseda redakčnej rady), dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán,
Pg. Jozef Gubač, dr. Ján Ilavský, prof. dr. Jakub Kamenický, prof. dr. Miroslav
Kuthan, inž. Eugen Kullman, pg. Ondrej Samuel, inž. Ján Slávik

Vedecký redaktor

Pg. Ondrej Samuel, CSc.

13 19 c



23 - kn^v

1420/1965

OBSAH — СОДЕРЖАНИЕ — INHALT — CONTENTS

1. Buday — Menčík — Špička: Geológia podložia niektorých západokarpatských neogénnych panví — Geology of the Basement of Some West Carpathian Neogene Basins	5
2. Paĝáč Ivan: Príspevok ku geológii podložia terciéru Podunajskej panvy — К вопросу геологии фундамента подунайской впадины	19
3. Forĝáč Jozef: Stratigrafické postavenie a tektonika neovulkanitov v juž. časti Prešovsko-tokajského pohoria — Stratigraphic position and structure of neovolcanics in the S-part of Prešovsko-tokajské pohorie Mts	27
4. Ďurica Dušan: Vulkanické štruktúry vo východoslovenskej neogénnej panve a ich význam — Vulkanische Strukturen im ostslowakischen neogenen Becken	45
5. Ivan Ludovít: Úvahy o hranici tortón-sarmat vo východoslovenskom neogéne — Zur Torton Sarmat-Grenze im ostslowakischen Neogen	55
6. Ilavský Ján—Kantor Ján: Príspevok ku geochronológii širšieho okolia Kabulu (Afganistan) — Contribution to the Geochronology of Kabul Area (Afghanistan)	65
7. Kantor Ján: Príspevok ku genéze niektorých ložísk podľa izotopov olova — Szabadbattyán (Madarsko) — Beitrag zur Genese einiger Erzlagerstätten auf Grund der Bleiisotope — Szabadbattyán (Ungarn)	91
8. Kantor Ján—Biely Anton: Ložisko Ján Nepomucký pri Pile a jeho genéza podľa izotopov olova — Ján Nepomucký Deposit near Pila and its Genesis according to Lead Isotopes	101
9. Kubíny Dušan: Niektoré poznatky o geológii širšieho okolia Španej Doliny — Einige Erkenntnisse über die Geologie der breiteren Umgebung von Špania Dolina	113
10. Hovorka Dušan: Endokontaktné zjavy v serpentinite pri Málinci — Endocontact Features in the Serpentine at Malinec (Veporské pohorie Mts.) (Plate I—II)	127
11. Koděra Miroslav: Výskyt metasomatického zrudnenia v Banskej Štiavnici — Ein metasomatisches Vererzungsvorkommen in Banská Štiavnica (Taf. III—VI)	135
12. Sluka Jozef: Poznatky z Pb-Zn zrudnenia v karbonátových komplexoch mezozoika ložiska Drienok pri Ponikách — Erkenntnisse über die Pb-Zn Vererzung in dem Karbonaten des Mesozoikum von Drienok (Taf. VII—VIII)	145
13. Horváth Ivan: Niektoré vlastnosti montmorilonitických koncentrátov východoslovenského neogénu — Einige Eigenschaften der Montmorillonit-Konzentrate aus dem ostslowakischen Neogen	153

14. R a k ú s Miloš: Biostratigrafia jury kosteleckého bradla — Zur Biostratigraphie der Jura-Schichten in der Kostelec-Klippe (<i>Taf. IX—X</i>)	163
15. R a k ú s Miloš: Fauna amfibolitov z Červenej Magury — Ammonitenfauna aus dem Gebirge Červená Magura (<i>Taf. XI</i>)	179
16. S a m u e l Ondrej: Zonárne členenie paleogénnych sedimentov Západných Karpát na základe planktonických foraminifer — Die Zonengliederung des westkarpatischen Paläogän auf Grund der planktonischen Foraminiferen	183
Zprávy, poznámky, diskusia: 25. rokov trvania geologického ústavu na Slovensku. — I l a v s k ý Ján: <i>Prehľad geologicko-tektonického vývoja magmatizmu a metalogenézy Afganistanu.</i> — H o v o r k a Dušan: <i>Poznámky k publikovaniu chemických analýz eruptívnych a metamorfovaných hornín.</i> — R e p ě o k Ivan: <i>Využitie elektrohydraulického efektu pri príprave vzoriek pre mineralogické a geochemické účely.</i>	199

TIBOR BUDAY—EDUARD MENČÍK—VÁCLAV ŠPIČKA

GEOLOGY OF THE BASEMENT OF SOME WEST CARPATHIAN NEOGENE BASINS

Advanced state of knowledge on the geology of surface units of Czechoslovak territory presented recently also in geological maps of 1 : 200 000 scale enabled gradually the geological study of profound units. In the first place concerned is the basement of younger sedimentary basins in Carpathians mainly of Neogene age. Some time ago the drafting of general maps of basement has been started in basins where geophysical exploration and deep drilling have secured at least partly the facts and data justifying such an undertaking. Such maps were made in frontal foredeep (Dlabač—Menčík 1964), Vienna Basin (Stránik—Eliáš 1957; Buday—Špička 1961; Buday—Menčík—Špička 1964), Danube Basin (Buday—Špička 1964; Pagáč 1964) and partly also in South Slovakia basin and adjacent volcanic region (Kuthan 1963; Vass—Tomášek 1963). Following will be the review of hitherto exploration results in the Vienna and Danube basins representing so far maximum of information.

Basement of the Vienna Basin

Vienna Basin represents a young depression originated mainly during Middle Miocene folding phases of the Outer Carpathians. In the sense of this definition (H. Stille 1953) the pre-Tortonian beds do not already belong to the basin sequences. In this article however we apply the term in wider sense including the older Miocene sediments (Burdigalian-Carpathian) in the basin accumulations. According to T. Buday (1960, 1964) the Vienna Basin is a longitudinal intramontane depression with the main structural elements controlled by the general structures of the basement. The basin is located at the boundary of Outer and Central Carpathians.

The basement has been reached by many drill holes. The distribution of holes however is not regular throughout the basin. The majority has been situated in

the northern and northwestern part of the basin where basement is formed by Carpathian flysch units. Besides data obtained from drill-holes the map has been constructed also according to geophysical measurements mainly gravimetric and magnetic. The number of holes especially in the southern and southeastern part of the basin is not sufficient for a more detailed classification of partial tectonic and lithostratigraphic units and the map therefore contains only the distribution of main tectonic units. In the region of Outer Carpathians also several partial tectonic units and lithologic-facial formations have been determined.

The basement of the basin is formed of three main West Carpathian units — Outer (Flysch) Carpathians, Klippen Belt and Central Zone. Their presence is reflected in tectogenesis and structural style of basin accumulations characterized by greater mobility and more complicated development of the region with Flysch and Klippen Belt as basement.

Outer Carpathians form the basement of greater northern and north-eastern portion of basin in Czechoslovak territory including the most mobile and profound parts such as the Central Moravian Trough and Kúty Rift. The boundary between Outer Carpathians and Klippen Belt has been determined according to drilling and gravimetric measurements. It extends from Podbranč plunging of Klippen Belt striking first E-W towards Štefanov than turning SSW at the intersection with Jablonica Depression continuing to the western neighbourhood of Velké Leváre entering finally the Austrian territory.

Predominating in the Outer Carpathian basement are the units of Magura Flysch. Outer — Ždánice Unit has been determined only along the western margin. Its limit marked by Magura overthrust continues straight from Kyjov outcrops below Neogene up to Valtice vicinity. The overthrust position has been identified by drilling near Lednice where wedges of Burdigalian appear between Magura and Ždánice units.

Magura Flysch in the basement is represented by *Rača and Biele Karpaty units*. Their boundary was localized quite precisely between Hodonín and Týnec extending northward straight to the outcrops at Hluk. South of Týnec the contact turns remarkably southeastwards due to transversal fault line. In the Kúty vicinity the boundary regains its original NNE-SSW direction. The overthrust character of the boundary of these units has been proved by drilling in Týnec—Hodonín region as well as by the existence of nappe outlier (localized also by drilling) near Ratíškovice north of Hodonín.

Rača Unit forms the basement majority of the northern basin portion. Its width is constant till the transverse fault in the Týnec—Gbely vicinity, southward of which the width increases conspicuously. The internal structure shows several anticlinal zones composed of Soláň and Beloveža beds outcrops (E. g. in Vacenovice, Podivín-Bílovice and Týnec vicinity). Anticlinal zones are striking generally E-W up to WSW-ENE oblique to the unit margin.

Biele Karpaty unit represents the basement between Biele Karpaty overthrust and the Klippen Belt. The unit narrows southwestwards gradually with an abrupt narrowing at the mentioned transverse fault line. Its NE part shows lithofacial development generally similar to that of surface outcrops, composed in majority of Paleogene with anticlinal zones striking roughly E-W formed of Lower parts of Paleogene. Southwest of transverse fault line the Cretaceous members appear more frequently and also the lithofacial character of unit is changed. Affinity to developments known from Wienerwald in Austria may be observed. Contact with Klippen Belt could not have been studied in basin due to the lack of appropriate data. According to remarkable „spacial compaction” of facies of Mesozoic unit members and Klippen Belt it is probable that the contact will be tectonic perhaps along the Biele Karpaty Unit overthrust on Klippen Belt principally forming its normal basement.

Conspicuous is the similarity between the extension and limit of the main structural units of basin Neogene sequences and basement Flysch units. So the Moravian Central Trough is parallel and situated in the area of Rača Unit while the Kúty Rift valley in the region of Biele Karpaty Unit. Strikes of Neogene units correspond to directions of basement units boundaries however not to strikes of their interior structures. We suggest therefore on the existence of genetic relations between the structure and development of basement and the filling of basin. We suggest that Moravian Central Trough is located at the place of primary sedimentation area of Ždánice Unit covered by the frontal part of Rača Unit. Mass of the overthrust unit does not compensate the difference originated by folding and overthrust of Rača Unit. At places with insufficient mass compensation originated mobile, depression zones during Neogene. Position of the Kúty Rift valley at the place of Rača Unit primary sedimentation area may be explained analogically.

The Klippen Belt is forming a narrow, nevertheless tectogenetically and structurally important basement element of the basin. Its existence has been proved by drilling only in Štefanov vicinity. Drilling results and gravimetric measurements comparison indicates that particular more important klippes are characterized by isolated though apparent local gravity anomalies. Klippen Belt reconstruction was made according to the above rule. The belt forms a stripe 2–6 km wide extending in E-W direction from its plunging point at Podbranč to Štefanov, changing southwestward to SSW continuing farther across Závod and Gajary vicinity to Schönkirchen in Austria. Reconstruction of Klippen Belt extension southwestward from Závod however is considerably hypothetical due to rather inexpressive gravity interpretation handicapped by the great thickness of Neogene sediments. A more detailed internal stratigraphical and tectonical division is not possible so far. Results of drilling show mainly the continuation of s. c. transitional series into the basement of basin.

Klippen Belt took an active rôle in the tectonic formation and structure of Neogene, especially during older stages of basin development including Middle Miocene when the belt due to its great mobility represented an important paleogeographic border and provoked the formation of a series of remarkable elevation structures.

Central zone. Appears in basement of the southeastern portion of the basin. Compared with Klippen Belt it is characterized by lower mobility and greater Neogene structural units persistence. Three groups of units may be distinguished: pre-Mesozoic core of Malé Karpaty Mts with Mesozoic mantle, Veporidy overthrust units and finally the Upper Cretaceous to Paleogene intermontane depressions. Identification of these units is complicated and possible only to certain extent. We have roughly determined the extension of intramontane depressions and extension of Choč Unit. Differentiation between the Malé Karpaty and Krížna units is due to the lack of data impossible. Proved has been only the existence of Choč Unit and intermontane Brezová Depression according to drilling results.

Cristalline core of Malé Karpaty anticlinorium appears only in the southernmost periphery of the basement being represented by units visible in outcrops-granite massif of Bratislava and its mantle composed in majority of phyllites.

Malé Karpaty and Krížna units could not have been identified neither from drilling nor geophysical measurements. The boundary between Krížna and Choč units is only probable, constructed according to the direction of strike at the surface and geophysical data. Choč Unit is formed both at the periphery and inside of the basin predominantly by limestone and dolomite masses of the Triassic while Krížna and Mantle units comprise rather Cretaceous members of lower specific gravity along the periphery. Similarly by lower specific gravity is characterized the lowest Choč Unit member — s. c. Melaphyre Series. According to the above results we regarded the gravity gradient extending between the Rohožník southern vicinity and southern vicinity of Vysoká as the line dividing Choč and Krížna units. Both Mantle and Krížna units form the basin margin and Zohor-Plaveč Rift valley basement. A more detailed evaluation of these units in basement is not possible so far.

Choč Unit appears in the region between the above mentioned contact line and the Klippen Belt comprising also the sank-in intermontane depressions. According to the geology of periphery as well as the results of drilling in the basin and geophysical measurements the unit is formed predominantly of Triassic limestone and dolomitic members locally with thick Lunz Beds and Melaphyre Series trimming the units inner margin. The situation both in the periphery and drill holes indicates gentle structure. More detailed stratigraphic and tectonic division so far is not possible.

It is peculiar that certain differences appear between the development especially of Choč Unit in Core Mountains and according to drilling in the basin. First of all an extensive development of Lunz Beds reaching several hundreds of meters may be mentioned as well as the occurrence of most probably Upper Triassic anhydrite series. The same remarkable features were observed in Alpine developments penetrated on Austrian territory and included in the Lunz Nappe (J. Kapouněk—J. Kölbl—F. Weinberger 1963; J. Kapouněk—A. Kaufmann—H. Kratochvíl—A. Kröll 1964). The unit described there as Frankenfeld Nappe corresponds stratigraphically, structurally and positionally most probably to the inner Klippen Belt. The Upper Cretaceous sequence regarded there as Gosau corresponds by its tectonic style and connection to older Cretaceous and Jurassic series rather to Klippen mantle than to the accumulation of intermontane depression.

The above analysis indicates the probability of certain lithostratigraphic differences of Carpathian Veporidy units development as well as the tectonic style and relation of younger Upper Cretaceous series. The differences appear approximately in the region of Lakšáre Elevation i. e. in region characterized by transverse tectonic zone most remarkably expressed in Lakšáre Fault line elevation as well as Jablonica Depression. Importance of zone is doubtless, it is reflected both in basin basement and Outer Carpathians and also in Danube Basin. This zone may be regarded as the buried boundary between the Alpine and West Carpathian segment of Alpine-Carpathian System.

The Intermontane depression formed in the Central Belt region after the pre-Gosau folding extendend into the basement of central parts of the basin. The margin of this probably single depression is divided by the fault ridge of Jablonické hory and Bílé pohoří Mts (N termination of Malé Karpaty Mts) into Brezová and Buková depressions. Larger depression of Brezová is located in NW between the Klippen Belt and uplifted block of Choč nappe. The depression was filled by Upper Cretaceous and Paleogene (Paleocene-Middle Eocene) sediments and its continuation into the basin was determined by a series of bore-holes. The depression limits were determined according to boring in majority however by geophysical measurements. The depression appears generally as region with negative gravity anomalies against positive anomalies of Choč blocks and the Klippen Belt. Its width in the basin varies partly due to already primarily different widths but mostly due to Savian and post-Savian erosion by faulting. We suppose that it reaches within the basin to the transverse Rohožník elevation indicating the extension controll by the above transverse zone.

Depression of Buková continuing evidently also in the basement of the basin is filled exclusively by Paleogene. Its extension however has not been proved and we only assume the depression terminating at the transverse Rohožník elevation covering only a small area.

Relations between the structure and distribution of Central Carpathian basement units and between the sequences and structure of basin differ from regions with Flysch basement. In areas with Central Carpathian units in the basement the structural elements show remarkable persistence. Chief tectonic belts of the accumulation sequences coincide generally from Burdigalian to Pliocene being greatly effected by the presence of more mobile basement such as the Klippen Belt and intermontane depressions. Internal structure of these units is not reflected in the structure of filling sequences and relief of the basement. The same is valid for boundaries between particular Veporidy units indicating their internal consolidation. Certain differences in the distribution of main filling units traceable from Tortonian may be coincident with the meganticlinal elevation of Malé Karpaty Mts.

Basement of the Danube Basin

Danube Basin one of the youngest West Carpathian basins originated in its recent form only in Pliocene due to a rapid subsidence of the intermontane block behind the Danube river. The basin involved also the relicts of Miocene-Tortonian and older basins which had their centers in peripheral parts of the recent basin. Parts of basin became also the sectors of Miocene sedimentation area attached to Hungarian Central Mountains. Danube Basin thus represents a genetically heterogenous formation consolidated into its recent form only during Pliocene. Compared to that of Vienna Basin also its basement is heterogenous, belonging to the Carpathian Central Zone to intermontane and central mountains structures. Main structural elements of the basement however did not effect remarkably the structure of filling sediments. According to T. B u d a y (1960, 1964) the basin is a superimposed intermontane depression.

Direct data on the basin's basement are scarce originating from a relatively small number of borings carried out namely in NW and SE parts of the basin. For the construction of map therefore a number of indirect data must have been utilized. They were chiefly the geophysical measurements and geological situation at the margin extrapolated from outcrops into the basin. Due to the above circumstances only the extension of main higher order units has been constructed without details of interior structure and stratigraphy. Thus the map is rather of hypothetical character.

C a r p a t h i a n C e n t r a l z o n e includes the units of the burried continuation of Fatra-Tatry Anticlinorium, Hron Synclinorium and Vepor Anticlinorium together with superimposed Paleogene intermontane depressions. Smaller territory is being occupied by the burried periphery of Hungarian Central Mountains Mesozoic with adjacent Paleogene depressions. Important is the representation of crystalline belonging probably to the intermontane block.

I n t e r m o n t a n e d e p r e s s i o n s of Central Carpathians appear only

in the N apophyses (Piešťany, Bánovce and Topolčany depressions). Reconstruction of the depressions distribution is based mainly upon the extrapolation of geological boundaries along the margin and geophysical (gravity) measurements proved locally (Piešťany depression) by drilling. It shows a general WSW-ENE strike of these primarily connected depressions filled in majority by Eocene (D. A n d r u s o v—A. M a t ě j k a 1931). Mobility of these depressions effected also the main distribution of older mostly Lower Miocene and partly Tortonian basins. The recent investigations could not prove the suppositions of V. H o m o l a (1964) on the connection between these Paleogene depressions and the Paleogene depression along Hungarian Central Mountains margin. They seem rather to have been separated by elevation extending in the central part of recent basin.

The P a n n o n i a n P a l e o g e n e D e p r e s s i o n surrounding the N and NW margin of Hungarian Central Mountains extends into the SE periphery of the basin appearing also in outcrops. It has been studied by a series of borings (J. S e n e š 1960, 1962, 1963; V. H o m o l a 1964), geological reconstruction north and northwestward is based upon geophysical data. Northwestern extension of the depression is supposed till the positive gravity anomalies on the line between Nová Vieska and Želiezovce vicinities. Its SE continuation is limited according to drilling by a NW striking fault structure west of Nová Vieska. Eastwards its boundary is turned into a N-S to NNW-SSE direction apparently due to fault structures surrounding the elevations in the Šahy area.

C e n t r a l C a r p a t h i a n M e s o z o i c m a n t l e a n d V e p o r i d y u n i t s. Their abundance is relatively small. Continuous occurrence in the basement was observed mainly in N and NW part of the basin, smaller relicts were proved also in the E part. According to boreholes, geophysical measurements and marginal extrapolation an approximate boundary between Mesozoic in general and crystalline complexes has been determined. More detailed differentiation among Veporidy and Mantle units has been possible only on a limited area in NW part of the basin within the cores of Fatra-Tatry Anticlinorium (Inovec, Tribeč and partly Malé Karpaty Mts). Mesozoic units are forming the basement of Trnava, Piešťany and Rišňovec depressions and Bánovce Basin. The units are locally covered by Central Carpathian Paleogene. Determined in these regions were also the approximate extensions of Mantle units, Choč and Krížna nappes. In the region SE of Tribeč Mts. a more detailed division of Mesozoic series is not possible although their presence according to geophysical and geological analysis is fully justified. We are suggesting that Hron Synclinorium Mesozoic composed predominantly of Veporidy units extends into these territories forming the basement of Komjatice Neogene Depression.

The limit of Mesozoic units as a whole follows approximately the WSW-ENE direction conformably with boundaries between particular Veporidy and Mantle

tectonic units. Borehole and geophysical data indicate that the basement of cores Mesozoic series and from synclinorium as well is emerging slowly towards WSW. The continuation of Mesozoic series on the slopes of submerged cores towards SSW, i. e. in the direction parallel with their axis is improbable. It is apparent that recent anticlines of cores of Malé Karpaty, Inovec and Tribeč mountains are in general very young probably of Tortonian age (emphasized since D. A n d r u s o v—A. M a t ě j k a 1931 by many authors). To the cores related mantle and Veporidy units strike obliquely (WSW-ENE) to cores axes corresponding to structural elements originated during Cretaceous and Paleogene folding phases partly even to older structural elements corresponding probably to cordilleras of the original geosyncline. By the reconstruction of the primary paleogeographic and paleotectonic situation the assumptions cannot be therefore based upon the recent orientation of cores and their relations to corresponding Veporidy units due to heavy deformations during the Styrian folding phase in Tortonian. Distribution and orientation of Mesozoic units and Paleogene depressions indicates a relatively great persistence of structural directions until Tortonian. The new structural plan however originated only in Upper Tortonian and Pliocene.

It is remarkable that Mesozoic basement emerges southwestwards approximately at NW-SE oriented tectonic zone well apparent from geophysical measurements from the position of some fault lines and Neogene structural elements and finally from the line marking the plunging of cores under Neogene sequences. Position of this zone is indicated also by a series of parallel faults at the NW and SE margins of the basin. Its position and extension corresponds approximately to the s. c. *Ölvéd (Ludince) Line* of K. T e l e d i R o t h (1929). According to V. S c h e f f e r's (1960, 1963) interpretation the zone represents NE boundary of intermontane s. c. *Danube-Bácska block* supposed to be the part of E. B o n - č e v's (1958) *Kraistid Lineament*.

The SE boundary of Carpathian Mesozoic units continuous extension according to our interpretation corresponds roughly with Hron Synclinorium SE boundary in Central Carpathians represented by the Čertovica Line. Its west-southwestward continuation is marked by a conspicuous gravity gradient observable below huge masses of neovolcanics down to the basin basement from the Levice vicinity to Šurany. As indicated by the results of drilling continuous masses of Mesozoic units SE of that line cannot be expected. Relicts occurring near Levice and in Pozba bore-holes bear Carpathian character, their determination as pre-Gosau units however is not certain so far. According to A. B i e l y (1963 — personal communication) probably concerned are the mantle and Veporidy units included in the Vepor Anticlinorium Mesozoic. Its position is assumed to be similar to Muráň Mesozoic nevertheless the North Gemeridy Syncline westward continuation also cannot be excluded.

Mesozoic of Hungarian Central Mountains occurs at the SE basin periphery and in bore-holes reaching the Paleogene basement near the margin. Its northern or northwestern periphery [in agreement with E. Vádász (1945), F. Szentes (1958), V. Scheffer—K. Kantás (1950), L. Körössy (1958, 1963)] seems to coincide with a well pronounced gravity gradient extending in our territory from the E Komárno vicinity to the region N of Štúrovo (*Ráb Line* — according to the above authors). A remarkable rapprochement between the Carpathian and Hungarian type Mesozoic was observed in the Štúrovo and Pozba vicinity. The most adequate explanation for such rapprochement is tectonical. The deeply burried Hungarian Central Mountains Mesozoic and the position of Vepor Anticlinorium crystalline in high altitude together with the marginal Neogene faults (Faults of Komárno-located approximately in the continuation of Ráb Line on one side and Muráň-Divín Line on the other) make us believe that the contact of both units represents the Vepor anticlinorium overthrust on Hungarian Central Mountains Mesozoic. Similar interpretation is found with L. Körössy (1963).

Crystalline basement units. The majority of bore-holes in the basin with the exception of N periphery have reached crystalline series in the basement. Concerned are chiefly crystalline schists of various metamorphic stages and granitoids. The present data however are sufficient neither for a definite classification nor a more detailed determination of boundaries among particular series.

According to the classification in Carpathians recently adopted (M. Máška—V. Zoubek 1960) the crystalline should belong to Tatry and Kohút series occurring in Fatra-Tatry, Vepor Anticlinorium and Hron Synclinorium units. Such scheme however cannot be fully applied. The basement crystalline may be divided into several different units but their inclusion in one of the above series or larger tectonic units cannot be always carried out.

Best known so far is the crystalline in basement of western part of the basin representing the burried eastern continuation of the core of Malé Karpaty Mts. It is characterized by the presence of metamorphic Paleozoic complexes of the s. c. Harmónia Series occurring also in the basement reached by bore-holes in Abrahám vicinity. The presence of metamorphic Paleozoic is specific for the core of Malé Karpaty Mts, different from other ranges of Fatra-Tatry Anticlinorium. Metamorphic Paleozoic plays certain rôle also at the bottom of basin on Hungarian territory (L. Körössy 1958, 1963). We assume that bottom of the western and southwestern part of the basin is formed by *Malé Karpaty type crystalline* with Paleozoic series together with epi- to mesometamorphic series of uncertain age (according to M. Máška—V. Zoubek 1960 probably Proterozoic) and intrusions of Variscian granitoids. All these units were proved on our territory by drilling. We suggested that crystalline of this type continues under Neogene

sequences across Hungary (Mihály structures region) from our territory to the „Greywacke Zone” of the Alps (chiefly to Bacher Mts.). Crystalline of Malé Karpaty Mts including the buried continuation would probably correspond to a crystalline unit different from the rest of cores.

The boundary between the crystalline units of Inovec and Tribeč cores on one and Malé Karpaty on the other hand cannot be proved with certainty. It is extending approximately along a NW-SE oriented zone regarded above as similar with Ludince zone (line). The same is the orientation of northern Harmónia Series boundary in Malé Karpaty. A remarkable continuation of this zone to NW represents the important Lakšársé Fault line in Vienna Basin. SE continuation of the zone is evident from geophysical measurements. It is marked for example by a remarkable turn of magnetic anomalies in Diakovce area or by the SW termination of Kolárovo gravity anomalies etc. Malé Karpaty crystalline NE boundary at the basin bottom therefore is believed to be located approximately on the line between the Modra northern vicinity and the western vicinity of Kolárovo.

NE of this boundary we assume already the presence of crystalline cores of Fatra-Tatry Anticlinorium characterized mainly by higher degree of metamorphism.

The southeastern boundary of Malé Karpaty crystalline was reconstructed according to the character of crystalline in Pozba, Šurany and Kolárovo bore holes as well as the geophysical data. Crystalline from drill cores is composed of granitoid rocks (granodiorite, biotite-quartz diorite, porphyric granite) and the mantle (Šurany bore-hole). According to A. Klíneč—S. Vrána (1963) and O. Fušán (personal communication) crystalline from these boreholes chiefly diaphthoritic mica gneisses and mica schists as well as some granitoids may be well parallelized with *Vepor Anticlinorium crystalline series*, especially *Krakľová* or *Kráľova Hoľa* Zone. The character of Mesozoic supported our opinion. The boundary between Malé Karpaty and Fatra-Tatry crystalline on one and crystalline from mentioned borings on the other hand must therefore be located NW of Šurany and Kolárovo region. In the same region appears an expressive gravity gradient continuing from the northern termination of Vepor Anticlinorium (Čertovica Line) into the mid of Hron valley and hence may be followed to the region of Kollárovo anomaly. On magnetic maps the gradient is accompanied by a series of positive anomalies assumed as buried Tertiary volcanics. In the region between the Levice northern vicinity (at the eastern margin of the basin) and area north-west of Kollárovo the anomalies are explained as tectonic line at the contact of Vepor Anticlinorium crystalline and Fatra-Tatry cores. This line is believed to have controlled the eruptions of young volcanics.

West of Kollárovo the gravity gradient turns abruptly southeastwards joining with the gradient regarded as NW boundary of Hungarian Central Mountains Mesozoic i. e. with Ráb Line. The magnetic anomaly turns in this region to the

opposite direction i. e. northwestward to Diakovce area. There it is returning to the original direction and continuing to Hungary. At the SW slopes of Mihály structure (Szany) buried Tertiary volcanics were determined along the anomaly extension. According to our assumptions the anomaly corresponds with a remarkable tectonic line which might represent the SE border of Malé Karpaty crystalline between Diakovce and the SE vicinity of Dunajská Streda.

The core of above described Malé Karpaty crystalline is composed probably of granitoids with ancient crystalline mantle surrounded along NE, E and SE margin by metamorphic Paleozoic series continuing perhaps across the basement of Hungarian part of basin to the Alps. According to such an assumption Malé Karpaty Mts would represent the linking element between Alps and West Carpathians belonging to the block at the boundary of both mountain ranges regarded as linking element between Bohemian and Danubian massifs.

In the structure of SE part of the basin occurs beside the Malé Karpaty and Fatra-Tatry types of crystalline another type evidently as continuation of *Vepor Anticlinorium crystalline*. It emerges gradually southwestwards with only local and tiny relicts of Mesozoic. The continuation of Vepor crystalline has been proved till Šurany and granitoids in recent borings in Kollárovo Elevation support its possible continuation. We suggest that Vepor crystalline is terminated on a transverse fault structure belonging to the SW part of Ludince Zone extending along the SW slopes of Kollárovo Elevation.

The relationship of crystalline occurring southwestwards of this region is unknown. There are no drilling results available so far neither from our nor from Hungarian territory. We are assuming however that crystalline there may possess already different character. Ludince zone will probably represent the termination of Carpathian crystalline stricto sensu (i. e. crystalline of Vepor and Fatra-Tatry Anticlinorium) and that crystalline SW of Kollárovo region, so far undetermined together with Malé Karpaty crystalline belong already to the intermontane massif — s. c. Danubian-Bácska Block.

Uncertain is also the continuation of *Kohút Zone crystalline* into the basin. Its existence has been proved at the eastern margin of the basin near Šahy (T. B u d a y 1937; D. V a s s — B. T o m á š e k 1962). Its boundary with the rest of Vepor Anticlinorium units is represented by Muráň-Divín Line extending to the NW limit of Hungarian Central Mountains Mesozoic. Gravity gradient marking this boundary evidently strikes into the Šahy vicinity similar to the direction of Muráň-Divín Line. Kohút crystalline is plunging probably below the Hungarian Central Mountains Mesozoic missing in the basin's basement. Muráň-Divín Line joins terminates at the Rába Line. Although the relation in direction and position of both lines is obvious we cannot excluded however that situation at the eastern periphery is very complicated due to the existence of important tectonic junction in this area where some of the units may be terminated. It seems

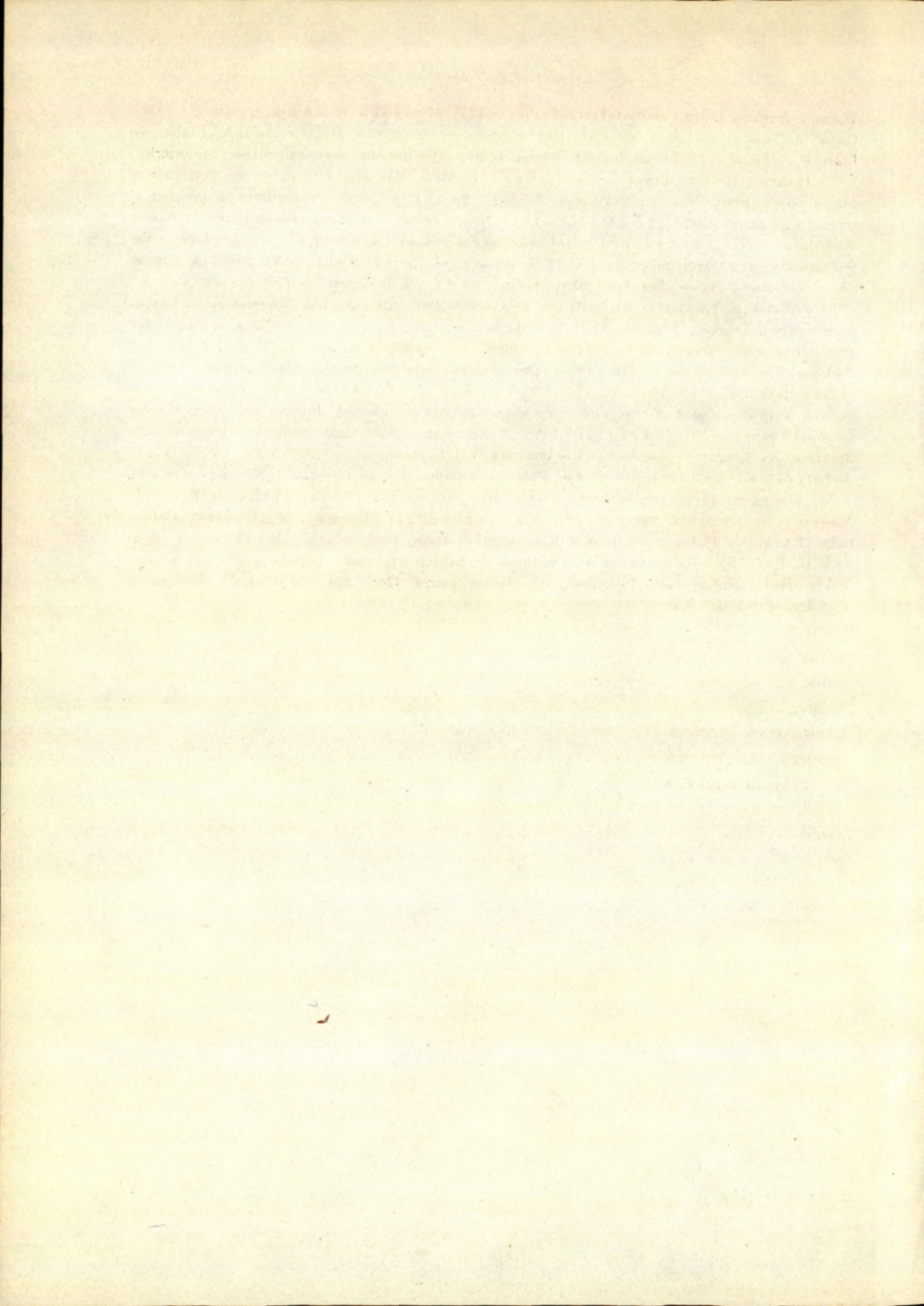
doubtless that continuation of Gemeridy with Kohút crystalline as the basement must exist in the region of Hungarian Central Mountains (O. F u s á n 1960).

Explorations in the basement of Neogene basins have just been started, nevertheless the results so far obtained have made possible the solution of certain problems of more general character such as relations and continuation of tectonic and stratigraphic units at the boundary of segments of Alpine-Carpathian system. For the construction of a synthetic pattern however the number of data is still inadequate. It appears that in the basement of Vienna and Danube basins extending are important structural elements for geotectonic classification and geotectonic development of Central European territory of first order importance. Their more exact learning and determination is the future goal of further explorations.

REFERENCES

- [1] B o n č e v E., 1958: Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden. Geologie, Gedenkschrift Serge v. Bubnoff, Jg 7, H 3—6, Berlin. — [2] B u d a y T., 1937: Geologické poměry okolí Šáh na jižním Slovensku. Rozpravy II. tř. Čes. Akad. roč. XLII/17, Praha. — [3] B u d a y T., 1960: Die Entwicklung des Neogenes der tschechoslowakischen Karpaten. Mitteilungen. Geol. Ges. in Wien 52/1959, Wien. — [4] B u d a y T., 1951: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. Geologické práce, Zoš. 60, Bratislava. — [5] B u d a y T., 1964: Tektonický vývoj a stavební styl karpatských neogenních pánví. Manuscript; Geofond, Praha. — [6] B u d a y T.—Š p i č k a V., 1961: Centrálně karpatské podloží Vídeňské pánve a jeho perspektivnost z hlediska živic. Manuscript; Geofond, Praha. — [7] B u d a y T.—M e n č í k E.—Š p i č k a V., 1964: Geologická stavba a relief podloží Vídeňské pánve. Manuscript; Geofond, Praha. — [8] B u d a y T.—Š p i č k a V., 1964: Geologická stavba a relief podloží Podunajské pánve. Manuscript; Geofond Praha. — [9] D l a b a č M.—M e n č í k M., 1963: Geologická stavba autochtonního podkladu vnějších Karpat na území ČSSR. Rozpravy ČSAV. Řada MPV 74/1, Praha. — [10] F u s á n O., 1961: Entwicklung des Baues des Spiško-gemerské Rudohorie. Geol. práce, Zoš. 60, Bratislava. — [11] H o m o l a V. a kol., 1964: Opěrná vrstva Nová Vieska 1. Práce výzk. úst. naft. dolů XXII/99 — 1964, Praha. — [12] I b r m a j e r J.—D o l e ž a l J., 1959: Zhodnocení gravimetrických měření provedených v československé části Vídeňské pánve. Geofyzikální sborník, Praha. — [13] I b r m a j e r J.—M o t t l o v á L., 1963: Zhodnocení tíhových a magnetických měření v Podunajské nížině. Sborník geol. ved. řada ÚG sv. 1. Užitá geofyzika, Praha. — [14] K a p o u n e k J.—K o e l b l L.—W e i n b e r g e r F., 1963: Results of new exploration in the basement of the Vienna Basin. 6-th. W.P.C. Frankfurt/Main. Section 1, Paper 2, Austria, Frankfurt. — [15] K a p o u n e k J.—K a u f m a n n A.—K r a t o c h v í l H.—K r ö l l A., 1964: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen, tief im alpinkarpatischen Beckenuntergrund, Erdoel, Zeitschrift H. 8, Wien — Hamburg. — [16] K l i n e c A.—V r á n a S. 1953: Krystalinikum v podloží neogénu východně od Šurian. Geologické práce — Zprávy 30, Bratislava. — [17] K ö r ö s s y L., 1958: Adatok a kistálföld mélyföldtanához Földtani közlöny LXXXVIII, Budapest. — [18] K ö r ö s s y L., 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. Földtani Közöly XCIII/1, Budapest. — [19] K u t h a n M., 1963: Tectonic deformations of the Central Slovakia neovolcanic region and the relations between the volcanism and tectonics. Geol. práce — Zprávy 28, Bratislava. — [20] M á š k a M.—Z o u b e k V., 1960: in T. Buday a kol.

Tectonic development of Czechoslovakia. Praha. — [21] Matějka A.—Andrusov D., 1931: Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knihovna SGÚ, sv. 13 A, Praha, — [22] Pa g á č J., 1962: Geologická stavba kolárovskej gravimetrickej anomálie. Manuscript; ČND Hodonín. Geofond Praha. — [23] S e n e š J., 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. práce, zoš. 59, Bratislava. — [24] S e n e š J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 L-34-1, Nové Zámky, Geofond-vydavateľstvo, redakcia Bratislava. — [25] S e n e š J., 1963: Chronological position of synsedimentary tectonics in the sedimentary cycle. Geol. práce, zprávy 28, Bratislava. — [26] S c h e f f e r V., 1960: A magyar „Közbülső tömeg” kérdésehez. Geofizikai közlemények IX/1-2, Budapest. — [27] S c h e f f e r V., 1963: Adatok a Vardaridák es a Banáti árok felszínalatti vonulatainak követéséhez a Kárpát medencékben. Földtani Közöny XCII/1, Budapest. — [28] S c h e f f e r V.—K a n t á s e k K., 1950: Regionale Geophysik von Transdanubien. Acta technica hungarica, Tom. 1/2, III/1-2, Budapest. — [29] S t i l l e H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte z. Geol. Jahrbuch, H. 8, Hannover. — [30] S t r á n i k Z.—E l i á š M., 1957: Zpráva o geologických výzkumech podloží neogénu vnitrokarpatké pánve vídeňské. Manuscript; ÚÚG Praha, Geofond Praha. — [31] S z a l a i T., 1958: A Kárpátok geotektonikai szintézise (Geotektonische Synthese der Karpaten). Geofizikai Közlemények VII/2, Budapest. — [32] S z a l a i T., 1961: A Tisia es a Pannonikum belsőhegysége. Földrajzi értesítő, X/3, Budapest. — [33] S z e n t e s F., 1958: Magyarország hegység szerkezeti térképe. Budapest. — [34] T e l e g d i R o t h K., 1929: Magyarország geológiája. Pécs. — [35] V a d á s z E., 1945: Dunántúl hegység szerkezeti alapvonalai. Dunántúli Tudományos Intézet Kiadványai 3 szám, Pécs. — [36] V a s s D.—T o m á š e k B., 1962: Elevácia predtercierného podložia pri Šahách a jej vplyv na paleogeografický a tektonický vývoj západnej časti Juhoslovenskej uholnej pánvy. Geol. práce, Zprávy 31, Bratislava.



IVAN PAGÁČ

PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII PODLOŽIA TERCIÉRU PODUNAJSKEJ PANVY

V poslednom období sa v súvislosti s prieskumom výskytu živíc v oblasti centrálnych Karpát v Podunajskej panve nahromadili vrtné a geofyzikálne materiály, ktoré môžu prispieť k poznaniu geologických pomerov mezozoika pod neogénom. Dnešné členenie Podunajskej panvy (Müller 1943; Matějka 1949; Běhounek 1952; Dlabáč & Adam 1959; Buday 1962, 1962a) podáva obraz o priebehu základných štruktúr, určuje polohu, priebeh a charakter väčšina jednotiek druhého radu. Podunajská panva sa podľa toho javí ako značne rôznorodý geologický celok. V skutočnosti ide o sústavu viac menej pôvodne samostatných panví, ktoré sa od seba líšia charakterom predneogénneho podložia, vývojom neogénu, stratigrafiou výplne i tektonicky. Tieto rozdiely považuje Buday (1963a) za znaky, ktorými sa táto panva líši od typických podložných vnútrohorských depresí a radí sa do skupiny medzihorských superponovaných panví. Podrobný rozbor stavby Podunajskej panvy z tohto hľadiska pomáha objasniť rozšírenie a vzťahy predterciérnych jednotiek v jej podloží a teoreticky zdôvodniť existenciu a význam medzihorského masívu.

Základné tektonické prvky v podloží neogénu

Z hľadiska geológie podložia je dôležité určiť hranicu, deliacu medzihorie v podloží Podunajskej panvy na východnú časť, ktorá bola od mezozoika do tortónu labilná, a západnú — konsolidovanú. V maďarskej časti Podunajskej panvy sa táto hranica stotožňuje zhruba s rábskou líniou Kőrösiho (1958), pokračovanie ktorej na naše územie interpretoval Buday (1962) približne po čiare Medvedov — Kolárovo. Predpokladá tu možnosť vzťahu medzi hľadanou hranicou a výraznými zlomami, ktoré zistil v priestore Kližská Nemá, Čelovce, Kameničná.

Výsledky gravimetrických a magnetických meraní nás viedli k názoru, že túto hranicu na našom území treba posunúť ešte ďalej na sever, až na SZ svah kolárovskej elevácie (P a g á č 1962, 1964). Vychádzali sme pritom z nápadných vzťahov medzi priebehom a rozložením anomálií gravimetrického a magnetického poľa (M ü l l e r 1949; M a n 1959, 1960, 1961; Man podáva tiež geologickú interpretáciu týchto podkladov). V súvislosti s riešením stavby kolárovskej gravimetrickej anomálie (P a g á č 1962) sme poukázali na úzky vzťah neovulkanitov k depresným zónam podložia.

Depresia v strede panvy vyplnená vulkanitmi má podľa nás iný tektonický a genetický charakter ako depresie medzi jadrami (trnavský a topoľčiansky záliv), ktoré sú podľa B u d a y a (1962, 1963a) v podstate mladé tortónske megasyklinály. Jej vznik (v celom priebehu z oblasti Szany cez Lebény, Dunajskú Strelu, Šaľu, Šurany k N. Vieske) je závislý práve na priebehu rábskej línie. Je tektonicky predisponovaná hlbinnými poruchami, ktoré sa v tortóne pri obnovení nových pohybov v Karpatoch stali vhodnými prvkami pre vznik kanálov vulkanických erupcií. Jednoznačne však ju nemožno považovať za prvok, obmedzujúci sedimentačné priestory. V mezozoiku a terciéri sa sedimentačné priestory v určitých časových úsekoch mohli presúvať i cez ňu, prípadne až k nej nezasahovali. Tak napr. u sedimentačného priestoru mezozoika Maďarského stredohoria treba na JZ predpokladať dočasné spojenie s alpskou geosynklinálnou oblasťou. Na severe naopak poukazuje vrt Kolárovo-2, že sedimentačný priestor stredohoria k tejto línii nemusel zasahovať. V hĺbke 3055 m pod sarmatom sa zistil šedý muskovitický svor. V miocéne zas mohli sedimentačné priestory geneticky späté s centrálnymi Karpatmi zasahovať svojimi južnými výbežkami do oblasti medzi-horia.

Vzťah rábskej línie k sedimentačnému priestoru mezozoika stredohoria je dôležitý zvlášť pre prieskum živíc. Nepriaznivý výsledok vrtu Kolárovo-2 z tohto hľadiska netreba ešte brať za konečné poprenie možnosti výskytu mezozoika pod neogénom tejto oblasti. Podľa B u d a y a (1964) sa rábska línia na našom území štiepi na dve vetvy; západná by odpovedala nami popísanej poruchovej zóne, pokračujúcej ďalej na SV, kde môže byť jej pokračovaním „čertovická línia“. Na obmedzenie sedimentačného priestoru stredohoria mohla vplývať východná vetva rábskej línie; jej priebeh však nie je zatiaľ zistený. Ani jej podiel na ohraničení sediment. priestoru mezozoika stredohoria zrejme nebude v celom priebehu rovnaký. Zdá sa, že v Maďarsku, t. j. vo vnútorných častiach medzi-horia, je tento vzťah úzky. Na našom území, ktoré predstavuje severnú, okrajovú oblasť medzi-horského bloku, sedimentačný priestor vyznieva, prípadne sa stáča k východu. Prejavuje sa tu vplyv priečných poruchových zón, na ktorých došlo súčasne k tektonickému zblíženiu stredohorského mezozoika s veporidným mezozoikom na Pozbe.

Rozloženie mezozoických hornín v podloží neogénu ovplyvnili aj iné faktory,

nielen pôvodné rozmiestnenie sedimentačného priestoru. Nie je napr. vylúčené, že pomery v podloží neogénu sú komplikované zložitými tektonickými prvkami. Tak K ö r ö s s i (1963) predpokladá možnosť nasunutia západného bloku medzi-horia (tzv. mihályskej štruktúrnej jednotky) na blok Maďarského stredohoria. V takom prípade sa v podloží neogénu môžu striedať šupiny karbonátov s kryštalickými horninami. Mezozoikum západného okraja sedimentačného priestoru stredohoria môže byť v tektonickom podloží starších hornín. K e r t a i (1962) uvádza niekoľko príkladov, kde dnešné rozšírenie karbonátov pod neogénom nerešpektuje dôsledne hlavné tektonické línie. Výsledný stav je do značnej miery korigovaný mladšími tektonickými pochodmi a denudáciou.

Z toho vidno, že problém podložia neogénu JV časti Podunajskej panvy teda nemožno považovať za definitívne vyriešený. Isté je, že rozsah mezozoických útvarov je omnoho menší než sme pôvodne predpokladali (P a g á č 1964).

Skutočnosť, že na stavbe podložia Podunajskej panvy sa podieľajú dva zásadne odlišné geologické celky, komplikuje vydelenie základných pozdĺžnych a priečných tektonických prvkov. Členenie, ktoré sa opiera o pozdĺžne smery (D l a b a č—A d a m 1959), platí jednoznačne pre SZ a severnú časť, teda pre miesta, kde podložie budujú jednotky centrálnych Karpát. Rozdelenie elevačných a depresných zón tu odpovedá pokračovaniu pásmových pohorí pod neogén vo forme elevácií (hrádzí) a depresí (priekopových prepادلín), ktoré ich oddeľujú.

Odlišný charakter má JV časť Podunajskej panvy. Pozdĺžne karpatské smery sa tu takmer neprejavujú. To je v súhlase s rozdielnym charakterom podložia, budovaného tu kryštalinikom a mezozoikom Maďarského stredohoria. Omnoho výraznejšie sa tu prejavujú priečne tektonické smery, interpretované B u d a y o m (1962) ako tzv. sudetské tektonické prvky. Do priečného elevačného pásma začlenil Buday eleváciu Kolárovo, ohraničenú podľa neho zlomami SZ-JV smeru. Ako ohraničenie priečného kolárovskeho pruhu možno okrem toho vyčleniť ešte dve depresné pásma (P a g á č 1962). Severné začína paleogénnou depresiou dorog-tokodskej panvy a na našom území naväzuje na dubnickú depresiú. Jeho pokračovaním môže byť v západnej časti panvy sedlo v inoveckej hrádzi medzi majcichovskou eleváciou a Hlohovcom. V Malých Karpatoch odpovedá pokračovaniu tohto pruhu senicko-jablonická depresia. B u d a y (1963a) predpokladá súvislosť priebehu tejto depresnej zóny s tzv. ľudinskou líniou v zmysle T e l e g d i R o t h a (1929). Zásadný význam jej prisudzuje v tom, že na JV od nej predpokladá postupné vynáranie kryštalinika karpatskej geosynklinály, čím sa táto oblasť pričleňuje k medzi-horiu.

Južné pásmo začína priekopovou prepadlinou, ktorá oddeľuje v mezozoiku i na povrchu Bakonské pohorie od Vertésskeho. Na SZ pokračuje J o d v r t i e b Nagyigmand 1 a 3; ďalej naväzuje na výraznú depresiú so stredom u Dunajskej Stredy. V Malých Karpatoch môže mať pokračovanie v pezinsko-perneckej depresii, ktorá je v úzkom vzťahu s blatenskou depresiou. Tento priečný štruktúrny prvok

je pozorovateľný až vo Viedenskej panve, kde ho interpretujú B u d a y—Š p i č k a (1958) ako priečnu levársko-perneckú depresiu. Severný pruh (ľudinská línia) má úzky vzťah k priebehu neovulkanického pásma vo výplni panvy. Podmieňuje jeho stočenie od Šurian k N. Vieske.

Vplyv priečných tektonických prvkov sa prejavuje aj v západnej a severnej časti Podunajskej panvy. Uviedli sme tu existenciu priečných depresných pruhov v štruktúrnom zmysle. Vo výplni neogénu popisuje vplyvy tejto tektoniky podrobne D l a b a č (1960). Vplyv priečnej tektoniky sa uplatnil aj v rozložení granitoidných hornín a kryštallických bridlíc. Na povrchu popísal podobné pomery v Inovci a hlavne v Tribči B i e l y (1963); skýcovský zlom oddeľuje granitoidný masív Tribča od kryštallických bridlíc a permu masívu Razdiela. Na vysokej kryhe bol sedimentárny obal denudovaný až po žulové jadro; v poklesnutej kryhe sa zachoval a navyiac sa tu uložili kontinentálne sedimenty vrchného karbónu a permu.

Z hrubej rekonštrukcie geologických pomerov v podloží neogénu vyplýva, že podobné závislosti platia aj v oblasti krytej neogénom. V rozložení granitov a kryštallických bridlíc sa uplatňuje priečna línia, odpovedajúca približne vyčlenenému severnému priečnému pruhu. Severne od tejto línie predpokladáme na základe vrtoV V. Zálužie-1 (granodiorit) a Hlohovec-2 (žula) a povrchových odkryvov v Tribči a Inovci pod neogénom i mezozoikom granitoidné horniny. Južne od priečného depresného pásma navítali sa (Abrahám-1, Trnava-1 a Vištuk-2) epi- a mezozonálne metamorfované horniny (fylity, svory), zistené aj v sutinách a zlepenoch vrtoV Sereď-2 a Cífer-2. Vo vrtoch situovaných viac na juh (Bernolákovo-1 a Senec-1) sa zistili v podloží ruly a blízko okraja Malých Karpát žuly. Vo vrte Vištuk-2 sa zistil okrem biotitického svoru aj granodiorit, ktorý poukazuje na priame pokračovanie modranského masívu k JV.

Stavba podložia neogénu SV časti panvy

Pozdĺžne tektonické smery, ktoré sa výrazne prejavujú v členení tortónskych sedimentárnych priestorov, sú najmarkantnejšie v gravimetrickom obraze panvy. Podrobne ich určili D l a b a č—A d a m (1959). Nie celkom vyjasnená zostala stavba tzv. levickej hrádze. Námietky proti chápaniu tejto jednotky ako hrádze (zhruba analogickej, ako je tribečská alebo inovecká) sme uviedli pri riešení stavby kolárovskej anomálie (P a g á č 1962). V gravimetrickom obraze sa tu spätosť s pozdĺžnymi karpatskými smermi prejavuje skutočne len nevýrazne. Poslednou výraznou pozdĺžnou tektonickou jednotkou vo východnej časti Podunajskej panvy je komjatická depresia, u ktorej sa dá hovoriť o kryhovej stavbe neogénu, podmienenej okrajovými zlomami východnej strany Tribča. Pozdĺžny charakter tejto depresie dáva na SZ ohraničenie kryhy levickeho mezozoika. Východne odtiaľ, t. j. v priestore levickej hrádze je význam tektonických smerov, ktoré majú príbuznosť k pozdĺžnej karpatskej tektonike, menší. Novozámocké

a šuranské zlomy majú pomerne malú výšku skokov. Vo vrte Pozba-3 sa zistil pomerne malý pokles v podloží a v panóne je dokonca štruktúrne vyšší než vrty Po-1 a 2 v predpokladanej vysokej kryhe novozámocských zlomov. Na rozdiel od západnej časti panvy sa tu až v pliocéne zistili zlomy SZ-JV smeru (D l a b a č 1961 a ďalší). Južné ohraničenie levickej kryhy je dané priečnou dubnickou depresiou.

Z mapy povrchu podložia neogénu, ktorá sa v tejto oblasti opiera o presné podklady geoelektriky a o hlbinné vrty, vyplýva, že sa tu skutočne nedá hovoriť o existencii hrádze SV-JZ smeru. Levické mezozoikum možno charakterizovať skôr ako rozsiahlu kryhu monoklinálne uklonenú mierne k JZ. Len na SZ je výrazne ohraničená voči komjatickej depresii pozdĺžnymi zlomami. Južné ohraničenie je komplikované priečnymi poruchami, ktoré súvisia s ľudskou líniou. Pozdĺžny charakter jednotky je tak značne zastretý. Geologická stavba má iný stavebný štýl ako inovecká a tribečská hrádza. Stavbu tejto jednotky neovplyvnilo tortónske megaantiklinálne prehnutie, ktoré podmienilo vznik vnútrohorských miocénnych depresí (B u d a y 1963a). Podložie síce tvoria horniny, pochádzajúce z územia centrálnych Karpát, hlavne chočskej jednotky, ale nedá sa tu hovoriť o megaantiklinálnom prenutí predtortónskeho podkladu ani o vzniku výrazných pozdĺžnych zlomových štruktúr v mladších štádiách vývoja. Stavba neogénu tu potom nie je závislá od pozdĺžnych tektonických smerov, pozdĺž ktorých prebiehali synsedimentárne kryhové pohyby, ale hlavne od morfolologickej stavby podložia. Túto časť Podunajskej panvy môžeme potom v zmysle klasifikácie navrhnutej B u d a y o m (1963a) zaradiť k tej oblasti medzihorskej superponovanej panvy, ktorú v období jej vývoja ovplyvňovali vrásnivé pohyby v čele Karpát len nepriamo. Potom tu môžeme očakávať pomery podobné skôr južnejším oblastiam s podložíom tvoreným medzihorským masívom než v SZ a Z časti, kde sú v podloží alpinotypne vrásnené centrálné pásma Karpát. Podobným spôsobom sa vyvíjali v miocéne čiastkové panvy V od Podunajskej panvy, t. j. Ipeľská kotlina a juhoslovenská oligomiocénna panva. Tieto panvy majú podobnú polohu na vnútornej strane karpatského oblúka ako levická kryha, teda v blízkosti hranice medzihoria a centrálného pásma karpatského horstva.

Úplne odlišným spôsobom sa vyvíjala stavba západných, resp. SZ častí Podunajskej panvy. V miocéne až do panónu tu existovali samostatné, i keď navzájom spojené vnútrohorské depresie (trnavský a topoľčiansky záliv, sčasti aj komjatická depresia), vývojove prakticky zhodné s Viedenskou panvou. Pri riešení geologických pomerov ich podložia vychádzame, rovnako ako B u d a y—Š p i č k a (1964), z predpokladu priameho pokračovania tektonických jednotiek centrálnych Karpát pod neogén, pri dodržaní zhruba rovnakého smeru línií ich tektonického styku a iných zákonitostí.

Osobitné postavenie má komjatická depresia. B u d a y—Š p i č k a (1964) a M a h e l (1964) predpokladajú, že v mezozoiku bola táto oblasť pokračovaním

hronského synklinória (vychádzajú pritom z obecných úvah a z rozboru gravimetrickeho pola). Na základe týchto názorov môžeme reálne predpokladať nahromadenie karbonátov hlavne chočskej jednotky. V porovnaní s topoľčianskym a trnavským zálivom by v týchto miestach chočská jednotka mohla zabrať väčšiu plochu a zasahovať ďalej na juh. V topoľčianskom zálive predpokladáme jej prítomnosť až S od čiar Nitrianska Blatnica—Partizánske. V trnavskom zálive buduje len okrajové časti, zhruba S od línie Smolenice—Piešťany. Predpoklad o prítomnosti hornín chočskej jednotky v komjatickej depresii podporuje i zistenie týchto hornín vrtni pri Pozbe na levickej kryhe. Na rozdiel od vápencov a dolomitov v okolí Levíc, ktoré podľa M a h e l a (1964) patria mezozoiku severogemeridného typu, nesie mezozoikum pri Pozbe znaky príslušnosti k veporidám. Dolomity chočského typu tu ležia na metamorfovaných kemitých dolomitoch, pripomínajúcich horniny keupra krížňanskej jednotky v Tribči (osobné oznámenie A. Bieleho).

Pri riešení rozsahu obalových a veporidných jednotiek v južných častiach Podunajskej panvy vychádzame z predpokladaného významu priečneho tektonického pruhu — ľudinskej línie, na ktorej vyznievajú časti karpatskej geosynklinály a do oblasti medzihoria nezasahujú. To znamená, že JZ od línie Šurany—Trnava nepredpokladáme, že by karbonatické horniny centrálnokarpatských jednotiek mali väčšiu mocnosť, resp. rozlohu.

Lektoroval dr. T. B u d a y.

LITERATÚRA

- [1] B ě h o u n e k R., 1952: Tíhové isanomály Malé dunajské nížiny a oblastí priľhlých. Sborník ÚÚG XIX, Praha. — [2] B i e l y A., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR list Nitra. Geofond Vydavateľstvo, Bratislava. — [3] B u d a y T.—Š p i č k a V., 1958: Geologická stavba a naftonadéjnosť širšieho okolí Lakšárske elevace. Rukopisná zpráva ČND, Hodonín. — [4] B u d a y T., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Čalovo. Geofond Vydavateľstvo, Bratislava. — [5] B u d a y T.—Č a m b e l B.—M a h e l M., 1962(a): Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR Wien—Bratislava. Geofond Vydavateľstvo, Bratislava. — [6] B u d a y T., 1963: Některé nové poznatky o tektonice karpatských neogenních pánví. Sborník referátů XIV. sjezdu společnosti pro mineral. a geol., Brno. — [7] B u d a y T., 1963(a): Tektonický vývoj a stavební styl karpatských neogenních pánví. Doktorská dizertační práce, Praha. — [8] B u d a y T., 1964: Oponentské posouzení práce I. Pa-gáče (23) Praha. — [9] B u d a y T.—Š p i č k a V., 1964(a): Geologická stavba a reliéf podloží Podunajské pánve. Rukopisná zpráva ÚÚG, Praha. — [10] D l a b a ě M.—A d a m Z., 1959: Malá dunajská nížina. Závěrečná zpráva k dílčímu úkolu č. 5-5865/II. Rukopisná zpráva VUN, Brno. — [11] D l a b a ě M., 1960: Tektonika — Příspěvek k poznání stavby Podunajské nížiny. Rukopisná zpráva VUN, Brno. — [12] D l a b a ě M., 1961: Řešení vzniku a vyhledávání nafty a plynu v Malé dunajské nížině. Geologické zhodnocení. Rukopisná zpráva VUN, Brno. — [13] D l a b a ě M.—A d a m Z., 1962: Několik poznámek ke kolárovske gravimetrické pozitivní anomálii. Práce VUN XIX, Brno. — [14] H o m o l a V. a kol., 1958: Opěrná vrtna Bušince-1. Práce VUN Brno. — [15] H o m o l a V. a kol., 1964: Opěrná vrtna Nová Vieska-1. Práce

VÚN XXII, Brno. — [16] Kertai D., 1962: Význam mezozoika z hlediska naftovej geológie. Ann. Inst. Geol. publ. hung. XLIX/4, Budapest. — [17] Körössy L., 1958: Adatok a kisalföld mélyföldtanához. Földtani közlöny 3, Budapest. — [18] Körössy L., 1963: Geologická stavba regionálnych štruktúrnych jednotiek MLR. Prednáška na zasadaní prac. skup. RVHP, Budapest. — [19] MaheI M., 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v centrálnych Karpatoch. Časopis pre min. a geol. IX/4, Praha. — [20] Man O., 1962: Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu prováděném v roce 1959, 1960 a 1961 v Malé dunajské nížině. Rukopisná zpráva ČND, Brno. — [21] Müller F., 1943: Endbericht über die Refraktionsseismischen Untersuchungen in der Sudslowakei. Rukopis. Archiv ČND, Hodonín. — [22] Pa g á č I., 1962: Geologická stavba kolárovskej gravimetrickej anomálie. Rukopisná zpráva ČND, Hodonín. — [23] Pa g á č I., 1964: Zhodnotenie perspektívy a návrh prieskumných prác v predterciernom podloží Podunajskej panvy. Rukopisná zpráva ČND, Hodonín. — [24] Pa g á č I., 1964: Perspektíva živíc v mezozoiku pod neogénom Podunajskej panvy. Geol. průzkum č. 12/1964, Praha. — [25] Roth K. (Telegdi), 1929: Magyarország geológiaja. Pecs.

ИВАН ПАГАЧ

К ВОПРОСУ ГЕОЛОГИИ ФУНДАМЕНТА ПОДУНАЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Подунайская впадина представляет собой комплекс самостоятельных меньших впадин, которые имеют разную историю и характер геологического развития.

Одной из основных тектонических линий здесь является так наз. „рабская линия“. Она разделяет центральную часть впадины на два, по геологическому развитию отличающиеся блоки. На территории ЧССР рабская линия совпадает с полосом магнетических аномалий на линии Саны, Лебены, Дунайская Стреда, Шала. Вулканические массы разлиты в депрессии, которая узко связана с глубинными разломами. Предполагается, что линия этих разломов играла основную роль при ограничении седиментационного бассейна мезозоя Венгерского среднегорья. Надо добавить, что современное состояние не отвечает во всех деталях этому гипотезу. В некоторых местах трансгрессия могла поступать, в какой-то мере и через эту тектоническую линию и на других местах она ее не достигала. Кроме того на современном состоянии оказали влияние тоже более молодые тектонические движения и денудация.

Кроме продольных карпатских тектонических элементов проявляются в Подунайском бассейне тоже четкие поперечные тектонические элементы. Они проявляются главным образом в восточной части впадины. Поперечный хребет проходящий через г. Коларого, ограничивается на севере и юге поперечными зонами депрессии, которые просливаются почти по всей площади Подунайского Бассейна. Поперечные тектонические линии играют роль тоже при ограничении массива гранитов кристаллических сланцев под третичными отложениями впадины.

Из продольных тектонических единиц второго порядка до сих пор осталось неясным геологическое строение, т. наз. Левицкого горста. По нашему мнению здесь идет речь не о горсте а о моноклинально к югу наклоненном блоке. На се он ограничивается продольными а на юге поперечными разломами. Складкообразные движения на внешней стороне карпатской дуги проявились здесь только косвенно. На этой единице мы не видим мегаантиклинальные прогибы, которые характерны для Иновецкого и Трибечского горстов.

Что касается фундамента занимает между продольными тектоническими единицами особенное положение коматицкая депрессия. Она совпадает с продолжением т. наз. гроиского синклиория. В этой мезозойской депрессии можно предполагать мощные комплексы

известняков и доломитов. Тем отличается эта депрессия от тополчанского и трнавского залива. Это подтверждается тоже результатом скважин в районе Позба, которые пробурили мезозойские породы принадлежащие вепоридам.

Породы мезозоя имеют под неогеном ограниченное расширение. В южном направлении выклинивают отдельные части карпатской геосинклинали на поперечной т. наз. Лудинской линии. Они не достигают область межгорного венгерского массива.

JOZEF FORGÁČ

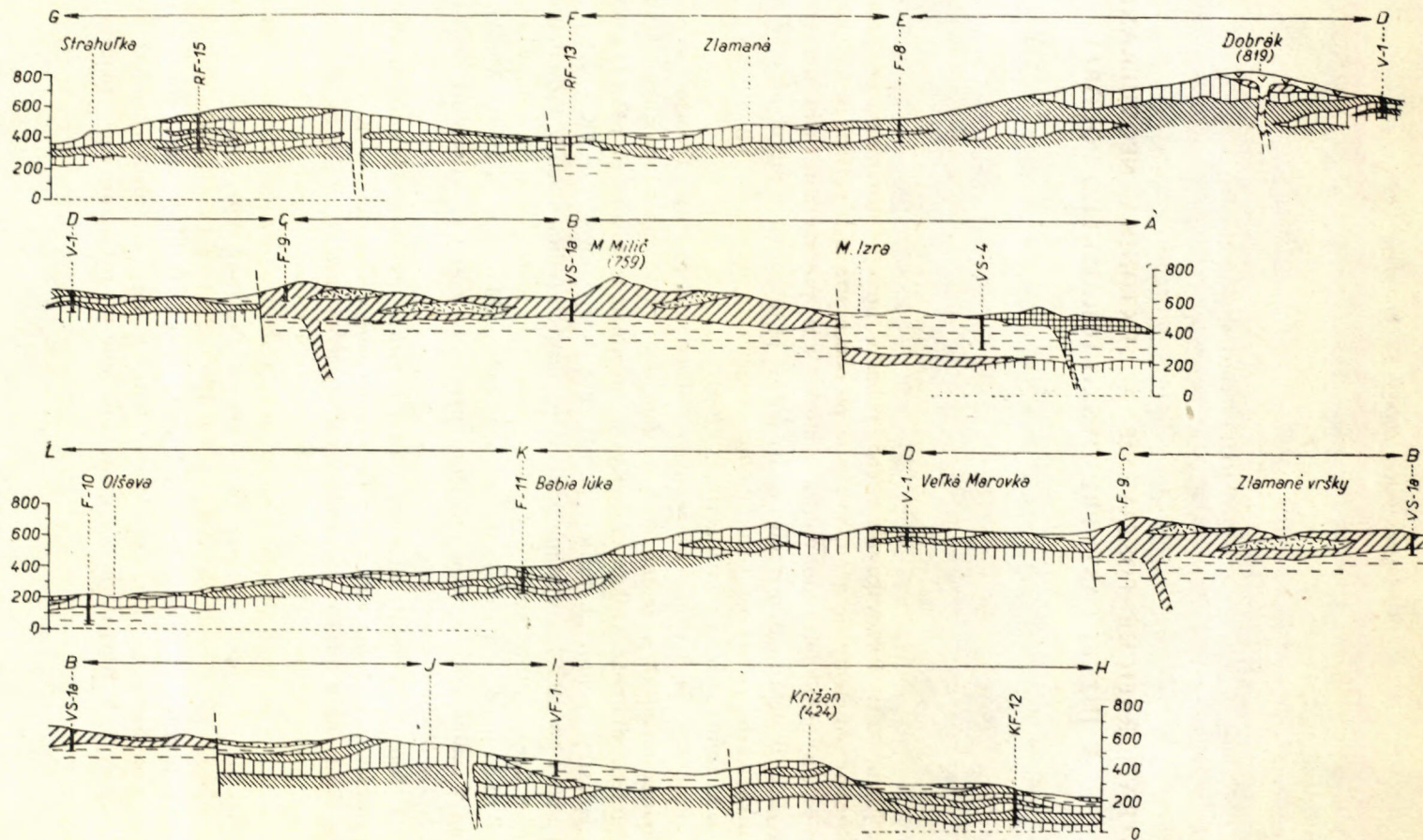
STRATIGRAFICKÉ POSTAVENIE A TEKTONIKA NEOVULKANITOV V JUŽNEJ ČASTI PREŠOVSKO-TOKAJSKÉHO POHORIA

Južnú časť Prešovsko-tokajského pohoria budujú neovulkanické komplexy a sčasti sedimenty neogénu, vyvinuté po oboch stranách pohoria a na viacerých miestach prenikajúce do vnútra pohoria, kde predstavujú často iba erozívne zvyšky. Budem sa nimi zaoberať iba pokiaľ je to potrebné pre objasnenie stavby vulkanického komplexu (makrofaunu neogénu spracoval Š v a g r o v s k ý 1964; mikrofaunu L e h o t a y o v á 1963, 1964).

Produkty najstaršieho neogénneho vulkanizmu na liste Trebišov a Seňa sa dodnes zachovali v sedimentoch tortónu, kde sú zastúpené produktami kyslého a intermediárneho vulkanizmu. Kyslý vulkanizmus zastupujú polohy a tenučké preplástky ryolitových tufitov, patriacich k I. ryolitovej fáze (K u t h a n 1963; J a n á č e k 1959) a vystupujúcich v tortónskych sedimentoch V i Z od študovaného územia. Intermediárny vulkanizmus v tortóne zastupujú valúny andezitu (P r i e c h o d s k á 1960), amfibol a pyroxény (M a r k o v á 1960). V roku 1963 bol v sedimentoch tortónu zachytený pyroxenický andezit vrtom pri Žipove (vrt ČND v Michalovciach).

Vulkanická činnosť, za ktorej došlo k tvorbe pyroxenických andezitov a ich pyroklastík (úvodná andezitová fáza undačného vulkanizmu — K u t h a n 1963) sa začala už v tortóne a vyvrcholila v spodnom sarmate. Za tejto fázy došlo ku erupciám andezitov, ktoré sa od seba odlišujú mineralogickým a chemickým zložením. Na mineralogickom a chemickom zložení andezitov pozorovať tendenciu prechodu od erupcií bázejších ku kyslým. Niektoré typy andezitov sa v minulosti rôzne označovali (S z á d e c z k y 1889; Š a l á t 1954), takže ten istý druh (typ) horniny sa odlišne označoval podľa toho, či sa kládol väčší dôraz na mineralogické alebo na chemické zloženie horniny, resp. na rôzne chemické systémy (prepočty). V Karpatoch sa najviac uplatňuje pri petrografickom označení horni-

Geologické profily južnou časťou Prešovsko-tokajského pohoria
(vysvetlivky pozri pri geol. mape)



ny jej mineralogické zloženie. Pri určovaní hornín som bral za základ ich mineralogické zloženie. U každého typu horniny je zároveň uvedené aj jej zaradenie podľa niekoľkých chemických systémov.

Pyroxenický andezit predstavuje pevnú horninu nepravidelného až tabuľkovitého rozpadu, prevažne tmavo až svetlosivú, miestami s rôznymi odtieňmi načervenaná. So zmenou farebného odtieňa súvisí i výraznosť porfyrických výrastlíc. Tmavšia hornina zdá sa na vzhľad menej porfyrická, pri svetložedom sfarbení javia sa jednotlivé minerály výraznejšie.

Najhojnejší minerál je plagioklas, prevažne tabuľkovitého vývoja s typickým lamelovaním a menej častým zonárnym narastaním. Bázicitou odpovedá andezín-labradoritu ($Ab_{58} An_{42}$ až $Ab_{36} An_{64}$). Tmavé minerály sú zastúpené kosoštvorcovými a jednoklonnými *pyroxénmi*; z prvých je to hyperstén, z jednoklonných augit, menej diopsid-augit. Obyčajne prevládajú kosoštvorcové nad jednoklonnými; niekedy sú zastúpené približne v rovnakom pomere, alebo jednoklonné pyroxény prevládajú.

Základná hmota horniny je premenlivého vývoja (vitrofyrického, skrytokryštalického, hyalopilitického až hyalopiliticko-trachytického). Popri uvedených mineráloch v nej pozorovať roztrúsené drubné zhluky *magnetitu*, ktorý je miestami rozptýlený až na jemný prach.

V Niggliho systéme odpovedajú kvarcdioritickej, dioritickej a gabrodioritickej magme, V Zavarického systéme patria do 2. a 3. triedy, skupiny 6 ako presýtené a slabopresýtené SiO_2 , veľmi chudobné na alkálie. V Rittmanovom systéme (Š a l á t 1954) odpovedajú labradorit-dacit-bandaitu a labradorit-trachytandezitu.

Pyroklastiká pyroxenického andezitu vystupujú hojne v rôznych obmenách, od aglomerátu chaotického (subaeritické) až po tufity jemné, vrstevnaté (subakválne).

Pyroklastikum chaotické (subaeritické) môžeme pozorovať temer v celom území; doprevádza prúdy pyroxenických andezitov, s ktorými sa často strieda. Miestami prechádza do pyroklastika so znakmi vrstevnatosti (napr. JV od Skároša v doline Marovka), alebo do pyroklastík pelitického vývoja. Pyroklastikum je tvorené fragmentmi pyroxenického andezitu rôznej veľkosti (od 1 cm až nad 1 m, najčastejšie 5 až 40 cm). Úlomky andezitu sú zväčša ostrohranné, miestami sú polozaoblené. Štruktúra základnej hmoty jednotlivých fragmentov je premenlivá (celistvá až silne pórovitá); ich sfarbenie má rôzne odtiene (od tmavej cez šedú do svetložedej až vybielenej). V pyroklastiku fragmenty prevládajú nad tmeliacou hmotou (len zriedkavo je tento pomer opačný). Pri uložení pyroklastického materiálu nepozorovať znaky vytriedenia a opracovania materiálu.

Pyroklastikum subakválne buduje najjužnejšie výbežky masívu Bogota, kde v jeho nadloží vystupujú prúdy pyroxenického andezitu. V tejto časti územia sú známe hlavne S a SZ od Zemplínskej Teplice, na S a SV od Slanského Nového Mesta a na západnom okraji Slančička a v okolí obce Slanec. Na západnej strane pohoria subakválne pyroklastiká zaberajú menšie plochy, JV od Rákoša, V od Skároša, južne od horárne Červený vrch, JV od Skároša v doline potoka Marovka a v potoku JZ od kóty Poliaška. Subakválne pyroklastiká bývajú čiastočne alebo výrazne vytriedené, s výraznou vrstevnatosťou. Miestami prechádzajú vertikálne

Váhové % chemických analýz

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	55,19	58,36	58,07	58,70	58,40	60,14	59,48	60,44	61,68	61,10	61,18	59,55
TiO ₂	0,55	0,57	0,46	0,53	0,63	0,74	0,52	0,63	0,90	0,53	1,05	0,72
Al ₂ O ₃	16,40	16,59	13,35	16,76	17,78	16,77	18,11	16,50	16,69	17,35	17,18	16,08
Fe ₂ O ₃	5,92	1,37	6,71	1,45	2,27	2,19	0,77	1,86	1,29	1,41	0,89	6,06
FeO	5,45	4,91	3,66	4,47	4,55	5,21	4,19	4,02	4,98	3,61	4,59	2,82
MnO	0,12	0,09	0,09	0,08	0,10	0,09	0,08	0,10	0,09	0,07	stopy	0,07
MgO	3,53	5,85	3,33	4,58	3,15	1,65	3,28	2,97	2,75	3,22	2,10	1,64
CaO	7,65	7,08	8,40	6,90	6,55	6,66	7,18	7,19	5,92	6,41	5,88	4,63
Na ₂ O	2,27	2,40	2,53	2,65	2,60	2,32	2,05	1,60	2,90	2,25	3,10	2,62
K ₂ O	1,54	1,55	2,15	1,40	1,90	1,48	1,70	1,57	2,10	1,60	1,96	1,72
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,13	0,12	0,07	0,10	0,12	0,15	stopy	0,13	0,18	0,14
SO ₃	—	—	—	—	—	0,17	—	—	—	—	—	stopy
H ₂ O	0,09	0,14	0,30	0,72	0,62	0,22	0,20	0,45	0,04	0,40	0,70	1,16
-H ₂ O	0,73	1,48	0,94	1,63	1,70	0,15	1,82	2,04	1,33	1,40	1,01	2,46
spolu:	100,55	100,57	100,14	100,21	100,32	99,91	99,50	99,52	100,67	99,88	99,82	99,67

Pokračovanie tab. 2.

Váhové % chemických analýz

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	62,83	62,30	63,80	61,68	65,50	63,61	70,53	70,57	72,09	72,18	74,60
TiO ₂	0,85	0,50	0,26	0,80	0,58	0,56	0,15	0,19	0,38	0,24	0,15
Al ₂ O ₃	15,97	16,33	17,68	17,19	17,18	16,26	12,02	13,05	14,55	14,36	11,04
Fe ₂ O ₃	2,95	2,14	2,07	2,62	0,77	3,29	4,08	2,01	1,45	0,72	3,61
FeO	4,17	3,91	2,80	4,14	2,74	2,83	0,94	0,76	0,49	1,44	0,70
MnO	0,15	0,10	0,07	0,09	0,08	0,15	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02
MgO	2,52	0,93	1,30	1,96	1,63	0,96	0,68	0,72	0,51	0,44	0,26
CaO	5,60	6,30	4,59	5,88	4,01	3,49	1,85	2,15	1,55	1,75	1,95
Na ₂ O	2,26	2,17	2,60	2,35	2,45	1,86	2,04	2,30	2,75	3,02	2,34
K ₂ O	1,64	2,22	2,08	1,90	3,00	1,84	3,95	3,65	3,85	3,20	3,81
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,15	stopy	0,02	0,09	0,08	stopy	stopy	0,01	0,10
SO ₃	—	—	0,04	0,28	—	—	—	0,18	—	0,36	—
H ₂ O	0,42	0,19	0,86	0,83	0,16	0,55	0,12	0,24	0,55	0,26	0,56
-H ₂ O	0,72	2,30	1,58	0,60	2,42	2,05	4,04	4,38	1,90	1,54	0,72
Spolu:	100,19	99,49	99,88	100,52	100,52	99,63	100,53	100,43	100,10	99,97	99,98

i laterálne do chaotického pyroklastika (najmä vo výmole potokov JV od Skároša a JV od Rákoša). Striedajú sa v nich polohy pelitického až psamitického vývoja, tvorené tufitom s ostrým ohraničením, najmä v oblasti Slančík, Slanské Nové Mesto, Zemplínska Teplica. Sú prevažne farby šedej, svetlošedej, miestami červenkavej a zelenkavej.

Makroskopicky v nich pozorovať úlomky andezitu, živcov, tmavých minerálov, ojedinele kremeňa a červenkavých bridlíc. Výrazné triedenie materiálu pozorovať i v rozmedzí niekoľkých cm. V pelitických až psamitických polohách sú i väčšie fragmenty andezitu, najčastejšie veľkosti orecha až päste; iba ojedinele sú prítomné väčšie fragmenty. Celkove prevláda jemný pelitický až psamitický materiál nad väčšími úlomkami andezitu. V miestach, kde dochádza k hromadeniu fragmentov väčších rozmerov, náznaky vrstevnatosti slabnú, alebo sa i úplne strácajú.

Pyroxenický andezit s ojedinelým amfibolom ± biotitom a kremeňom je šedej až tmavošedej farby, nepravidelného až tabuľkovitého rozpadu, s nepravidelnou štiepnou plochou a hranou. Porfyrické výrastlice sú prevažne do 1,0–1,5 mm veľké. Z minerálov sú najviac zastúpené plagioklasy o bázcite andezín-labradorit ($Ab_{60} An_{40}$ až $Ab_{32} An_{68}$). Zriedkavejšie sú pyroxény hypersténom a augitom (augit menej ako hyperstén). Pyroxény sú ojedinele rezorbované a čiastočne opacitizované. Ojedinele vystupuje amfibol hnedej farby, často opacitizovaný; je obyčajne menších rozmerov ako pyroxény. Ojedinele pozorovať lupienky biotitu so znakmi rezorpcie. Najmenej (až akcesoricky) je zastúpený kremeň so znakmi korózie.

Vývoj základnej hmoty je premenlivý (vitrofyricko-mikrolitický, skrytokryštalický až hyalopilitický). V základnej hmote okrem uvedených minerálov sa nachádza aj magnetit vo forme drobných zhlukov a jemne rozpráškovanej magnetitovej hmoty.

S z á d e c k ý (1889) označuje túto horninu ako *biotit-oligoklas-andezín-kvarctrachyt* (z Miliča) a *biotit-andezín-kvarctrachyt* (zo Suchej hory); v Rittmanovom systéme odpovedá labradoritryodacitu (Šalát 1954); v Niggliho systéme kvarcdioritickej magme, v Zavarického systéme 2 triede, skupina 6, presýtená SiO_2 , veľmi chudobná na alkálie.

Pyroxenický andezit s ojedinelým amfibolom je vyvinutý v okolí kót Smolák a Domaška. Je svetlošedej až šedej farby, miestami so šmuhami devitrifikovanej základnej hmoty. Tieto šmuhy pripomínajú fluidalitu. Na západnom svahu kóty Smolák boli pozorované v sutine ojedinelé úlomky silne sklovitého až perlitického andezitu a na svahu kóty Domaška andezitové perlity tvoria malé bralká. Skúšky expandity perlitov ukázali, že z tohto hľadiska môžu byť ekonomicky využité (F o r g á č 1963).

Andezit je šedej, svetlošedej až červenkavej farby, porfyrický, s celistvou až sklovitou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice sú až 2–3 mm veľké, tvorené plagioklasom, pyroxénmi a amfibolom. Plagioklas je prevažne tabuľkovitého vývoja s hypidiomorfným až alotriomorfným vývojom, o bázcite andezín-labradorit. Z pyroxénov je zastúpený hyperstén a augit v približne rovnakom pomere (alebo prevláda hyperstén). Ojedinele je v hornine prítomný hnedý až hnedozelenkavý amfibol so znakmi opacitizácie. Základná hmota je premenlivá a vyznačuje sa nízkym stupňom kryštalizácie. Má vývoj vitrofyricko-skrytokryštalický, vitrofyricko-mikrolitický až vitrofyricko-perlitický.

Tabuľka 3.

Hodnoty v Niggliho systéme

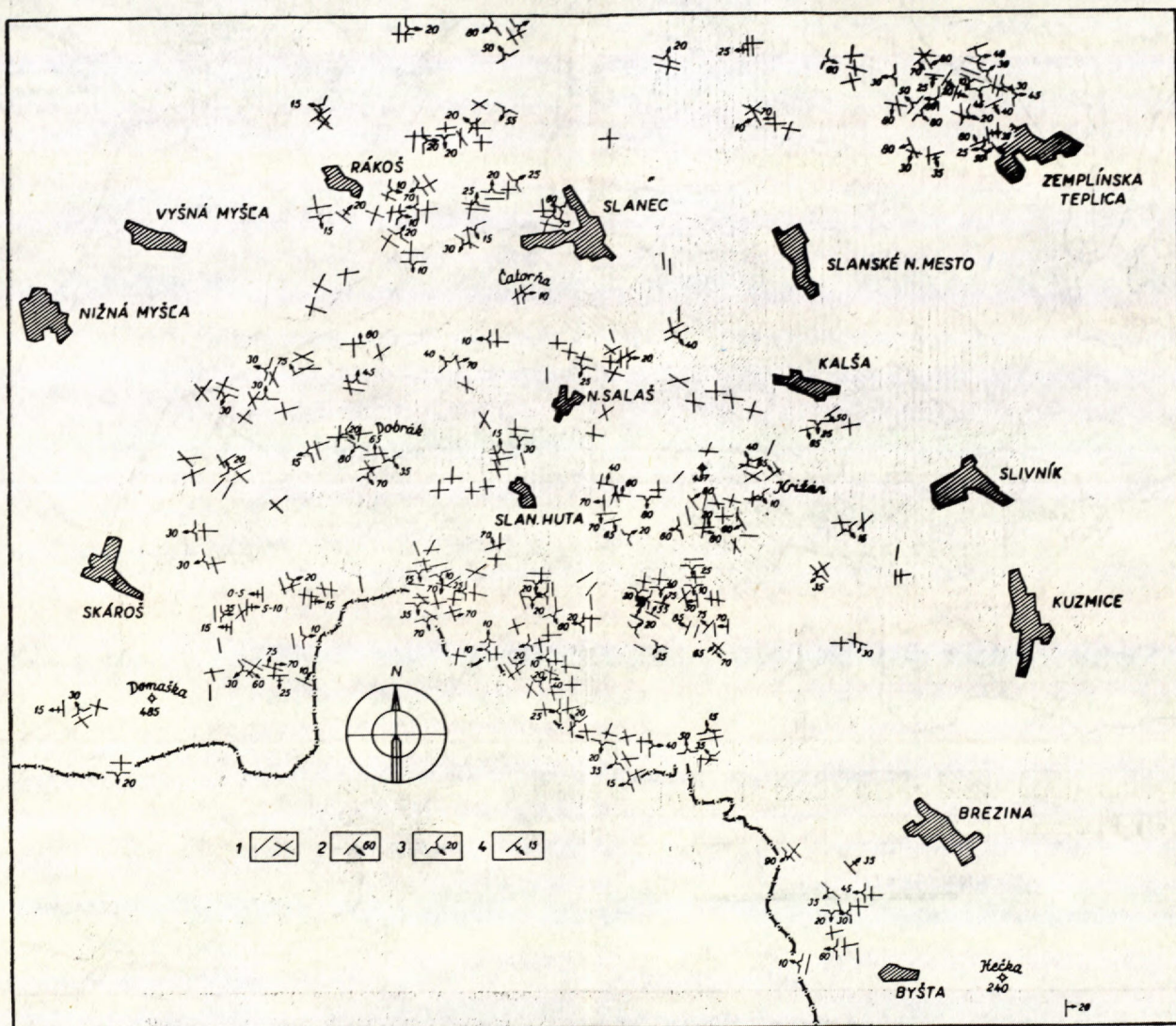
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
alk	9,00	9,69	11,21	10,70	11,61	10,00	10,00	8,81	11,68	10,80	15,01	13,16
c	23,29	21,97	26,69	22,70	22,29	22,64	25,20	26,23	22,61	23,40	22,20	17,98
fm	40,41	40,14	38,79	36,20	32,57	36,23	29,70	31,76	33,14	30,30	27,06	34,21
al	27,33	28,20	23,31	30,40	33,33	31,13	35,10	33,20	32,57	35,50	35,73	34,65
si	158,89	168,16	172,07	180,25	185,12	188,86	199,10	206,17	186,03	209,20	215,44	217,55
qz	22,69	29,40	27,23	37,40	37,88	48,86	55,10	70,93	39,31	65,00	55,40	64,91
k	0,30	0,30	0,37	0,26	0,32	0,30	0,35	0,40	0,34	0,32	0,30	0,30
mg	0,37	0,63	0,38	0,58	0,46	0,47	0,54	0,48	0,46	0,53	0,41	0,26
al-fm	13,08	11,94	15,48	5,80	0,76	5,10	5,40	1,44	0,57	0,52	8,67	0,44
al-alk	18,33	16,51	12,10	19,70	21,51	21,13	25,10	24,39	20,89	24,70	20,72	21,49
c/fm	0,58	0,55	0,69	0,63	0,68	0,62	0,65	0,83	0,68	0,77	0,82	0,53

Pokračovanie tab. 3.

Hodnoty v Niggliho systéme

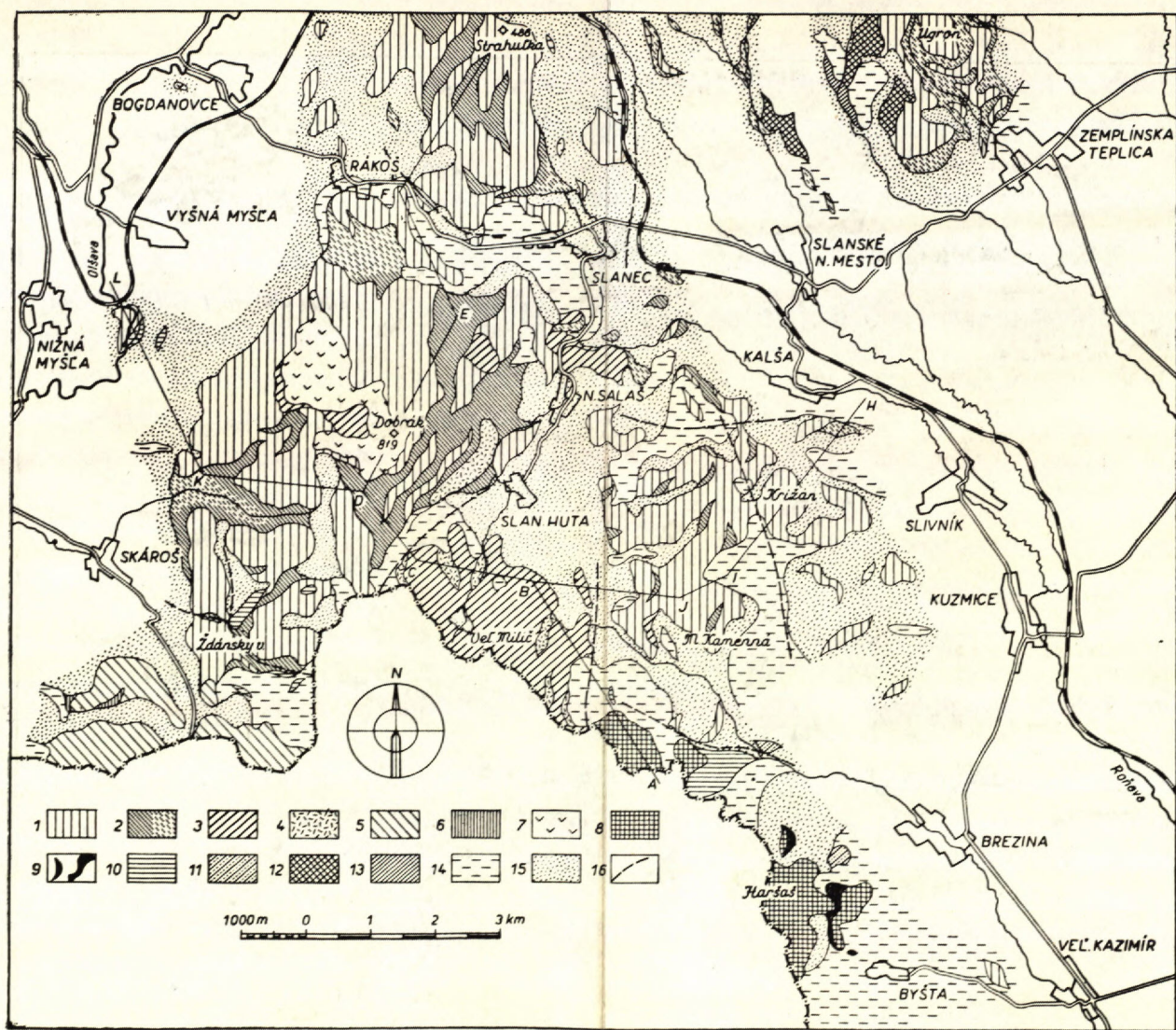
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
alk	11,47	13,39	15,31	12,28	17,96	13,85	24,68	26,26	29,25	28,08	26,92
c	21,23	25,87	19,62	22,25	17,71	27,15	10,71	13,13	9,52	10,62	12,24
fm	33,97	23,79	23,45	29,65	22,19	29,64	26,30	17,51	12,59	13,01	23,08
al	33,33	36,95	41,62	35,81	42,14	29,36	38,31	43,10	48,64	48,29	37,76
si	222,06	239,48	254,03	217,62	285,56	293,32	381,15	395,69	408,17	411,56	434,24
qz	76,18	85,92	92,79	68,50	113,72	137,92	182,43	190,61	191,17	199,34	226,56
k	0,31	0,40	0,34	0,34	0,44	0,38	0,55	0,53	0,48	0,34	0,52
mg	0,39	0,21	0,33	0,34	0,45	0,22	2,09	0,33	0,32	0,26	0,15
al-fm	0,64	23,56	18,17	6,15	19,95	0,28	12,01	25,59	3,03	35,28	14,68
al-alk	21,06	23,56	26,31	23,35	24,18	15,51	13,63	16,84	19,33	20,21	10,84
c/fm	0,62	1,00	0,84	0,75	0,80	0,92	0,41	0,75	0,76	0,82	0,53

Vysvetlivky pozri na str. 34. Analýzy boli vyhotovené v lab. GÚDŠ v Bratislave (Ďuriš, Dvonč, Jirásková, Šaturová, Lešták)



Mapa drobných prvkov efuzív a pyroklastík južnej časti Prešovsko-tokajského pohoria
 1 — pukliny so strmým úklonom ($80-90^\circ$); 2 — pukliny šikmo uklonené ($0-80^\circ$); 3 — laminácia, fluidalita a doskovitá odlučnosť; 4 — vrstevnatosť pyroklastického materiálu.

Geologická mapa južnej časti Prešovsko-tokajského pohoria.



1 — pyroxenický andezit, 2 — pyroklastiká pyrox. andezitu: a) chaotického typu, b) so znakmi vrstevnatosti a triedenia materiálu; 3 — pyroxenický andezit s ojedinelým amfibolom ± biotitom a kremeňom, 4 — pyroklastiká pyrox. andezitu s amfibolom ± biotitom a kremeňom, 5 — pyroxenický andezit s ojedinelým amfibolom, 6 — pyrokl. pyroxen. andezitu s ojedinelým amfibolom, 7 — hruboporfyrický pyroxenický andezit, 8 — ryolit, 9 — perlit ryolitový, 10 — ryolitové tufity, 11 — miešané opalizované pyroklastiká, 12 — amfibolicko-pyroxenický andezit, 13 — pyroklastiká amfibol.-pyroxen. andezitu, 14 — sedimenty neogénu vcelku, 15 — kvartér, 16 — zlomy.

V Rittmanovom systéme hornina odpovedá labradorit-ryodacitu (Šalát 1954), v Niggliho systéme granodioritickej magme a v Zavarického systéme 2. triede, skupina 6 — presýtená SiO_2 , veľmi chudobná na alkálie.

Hruboporfyrický pyroxenický andezit s ojedinelým amfibolom ± biotitom a kremeňom je tmavošedej až šedej, miestami červenkavej farby, hruboporfyrickej textúry. Porfyrické výrastlice sú 3—4 mm, ojedinele i väčšie. Základná hmota má ráz celistvý až sklovitý. Najhojnejší minerál je plagioklas v porfyrických výrastliciach i v základnej hmote. Bázicitou odpovedá andezín-labradoritu ($\text{Ab}_{66}\text{An}_{34}$ až $\text{Ab}_{40}\text{An}_{60}$). Z tmavých minerálov sú najviac zastúpené hyperstén a augit približne v rovnakom pomere. Ojedinele k nim pristupuje hnedý amfibol s častou opacitizáciou; miestami je väčší ako pyroxény. Veľmi vzácne sú zastúpené lupienky biotitu so znakmi rezorpcie a korodované jedince kremeňa. Základná hmota je najčastejšie vo vývoji vitrofyricko-mikrolitickom, skrytokryštalicko-hyalopilitickom až hyalopilitickom.

V Rittmanovom systéme odpovedá dacitu (Šalát 1954), v Niggliho systéme kvarcdioritickej, granodioritickej a kalidioritickej magme, v Zavarického systéme 2. triede, skupiny 9 a 10 ako slabopresýtené SiO_2 — chudobné a veľmi chudobné na alkálie.

Ryolity sa nachádzajú južne od jazera Izry na čs.-maďarských hraniciach, kde budujú kótu Tolvaj a jej svahy a hraničný hrebeň až pod kótu Orytá. Ďalej sú známe SZ od Byšty, kde budujú kóty Haršoš, Baba, Nemehut a ich svahy. Ryolity od Izry a Byšty majú odlišné textúry a minerálne zloženie.

Ryolity od Izry sú svetlé až svetlošedé, výrazne porfyrické. Na väčších odkryvoch pozorovať lavicovitú odlučnosť a fluidalitu. Z minerálov je v hornine najviac živcov, zastúpených prevažne plagioklasom vo forme tabulkovitých a oválnych jedincov, zaoblených natavovaním a až 3 mm veľkých. Bázicitou odpovedajú oligoklas-andezínu ($\text{Ab}_{77}\text{An}_{23}$ až $\text{Ab}_{67}\text{An}_{33}$). Ďalej je zastúpený ešte sanidín skelného lesku s menším indexom lomu ako kanadský balzam, kremeň s častou koróziou a uzatvorenými bublinkami. Popri svetlých mineráloch vystupuje biotit hnedej farby s preň typickým pleochroizmom, sporadicky aj hyperstén a augit.

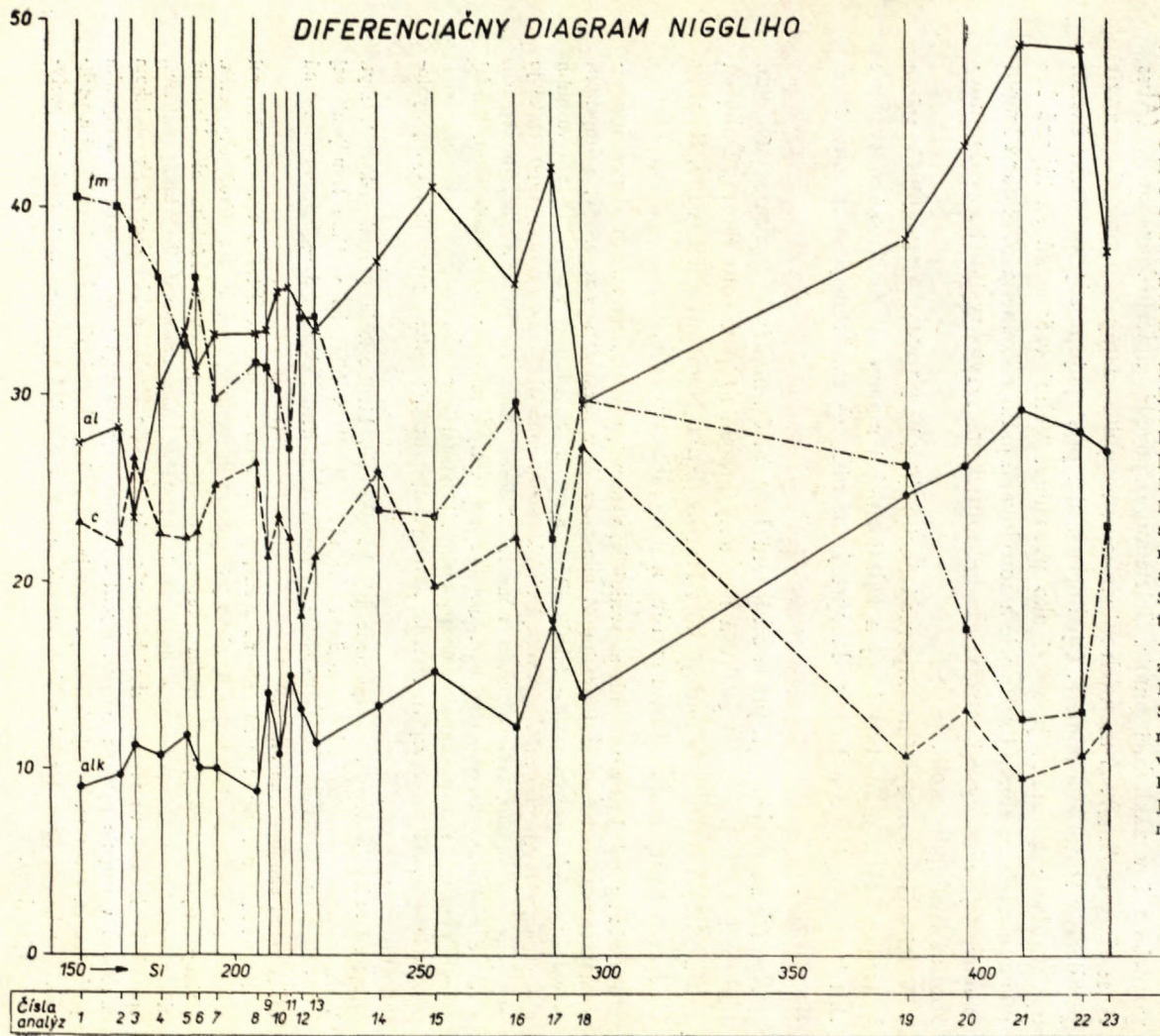
Základná hmota má vývoj vitrofyrický až skrytokryštalický, miestami pripomína vývoj hyalopilitický.

Szádecký (1898) označuje tento typ horniny ako biotit-ortoklas-plagioklas-kvarc\text{SiO}_2, veľmi chudobná na alkálie.

Ryolity od Byšty sú šedej až svetlej, porfyrického až temer celistvého vývoja, miestami s pórovitou a sférolitickou textúrou, alebo prechádzajú do perlitov, niekedy cez sférolitický perlit.

Najhojnejší minerál je plagioklas prevažne tabulkovitého vývoja, o bázicite oligoklas až oligoklas-andezínu. Zriedkavejší je hnedý biotit (často po ňom pozorovať iba zhluky oxidov), sporadický kremeň vo forme porfyrických výrastlíc. Na kóte Haršaš a Nemehut v akcesorickom množstve vystupuje pyroxén (augit). Ryolit od Byšty sa vyznačuje pomerne malým zastúpením porfyrických výrastlíc. Vývoj základnej hmoty je vitrofyricko-skrytokryštalický, vitrofyrický a perlitický, na kótach Baba, Haršaš a Nemehut miestami až hyalopilitický (tu sú viac zastúpené porfyrické výrastlice).

DIFERENCIAČNÝ DIAGRAM NIGGLIHO



1 - pyrox. andezit, Z od Sl. Huty; 2 - hruboporfyr. pyr. andezit s ojed. amfib. \pm biotitom a kremeňom, Z od k. Dobrák; 3 - dtto k. Beržeň; 4 - pyrox. andezit SV od Skároša; 5 - dtto s ojed. amf. \pm biotit. a kremeňom, J od Slan. Huty; 6 - dtto Z od Kuzmíc; 7 - dtto Nižná Myš-Ia; 8 - dtto s ojed. amfibolom, J od Skároša; 9 - dtto S od Zempl. Teplice; 10 - dtto s ojed. amf. J od Skároša, k. Domaška; 11 - dtto s ojed. amf. \pm biot. a kremeňom, Malý Milič; 12 - to isté V od V. Miliča; 13 - to isté, V. Milič; 14 - pyrox. andezit s ojed. amf. Z od k. Domaška; 15 - dtto s ojed. amf. \pm biot. a kremeň, SV od Izry, k. 588; 16 - to sté, svah M. Miliča; 17 - amfib.-pyroxenický andezit, SZ od Zempl. Teplice; 18 - pyrox. andezit JZ od Slanca, vrt F-8; 19-20 - ryolit, perlit, SZ od Byšty, vrt V-2; 21 - ryolit JZ od Izry, vrt VS-4; 22 - ryolit J od Izry, k. Tolvaj; 23 - ryolit SZ od Byšty, vrt V-2.

Planimetrické analýzy z ryolitu, perlitu a sferolitického perlitu od Byšty
(Jedince menšie ako 0,01 mm sú zahrnuté do zákl. hmoty)

	1	2	3	4	5	6	7
zákl. hmota	76,21	92,77	90,54	95,80	94,30	73,25	80,08
bublinky (pórovitosť)	—	4,78	5,46	—	—	—	—
sferolity	—	—	—	—	—	22,57	17,15
plagioklas	21,23	1,36	3,84	3,79	3,98	3,38	2,07
biotit	1,85	—	—	—	—	0,77	—
zhluky Fe oxydov	—	1,06	0,14	0,38	1,88	—	0,69
kremeň	0,36	—	—	—	—	—	—
augit	0,18	—	—	—	—	—	—
apatit	0,09	—	—	—	—	—	—
magnetit	0,05	—	—	—	—	—	—
spolu:	99,97	99,97	99,98	99,97	99,99	99,97	99,99

1. Opustený lom pod kótou Baba, ZSZ od Byšty — ryolit; 2. vrt V-2, hĺbka 22,80 — 23,00 m, SZ od Byšty východne od kóty Haršaš — ryolit bublinatý; 3. vrt V-2, hĺbka 24,10 — 24,20 m — ryolit bublinatý; 4. vrt V-2, hĺbka 9 — 10 m — perlit; 5. vrt V-2, hĺbka 14,45 — 19,50 m — perlit; 6. SZ od Byšty, pri kóte 356 — ferolitický perlit; 7. vrt V-2, hĺbka 28,45 — 28,50 m — sferolitický perlit.

V základnej hmote sú ojedinele prítomné drobné lišty a mikrolity plagioklasu, lupienky biotitu a drobné zhluky kremeňa. Podľa chemického zloženia v Niggliho systéme ryolit a perlit od Byšty patrí granodioritickej magme typu normalgranodioritického a admolitického.

Amfibol-pyroxenický andezit (autometamorfovaný) je šedej až svetlošedej, miestami hnedastej až červenkavej farby, nepravidelného rozpadu, s tendenciou hrubolavicovitej odlučnosti, textúry porfyrickej. Na stavbe horniny sa podieľa prevažne plagioklas o bázicite andezín-labradorit, zväčša tabulkovitého vývoja. Z tmavých minerálov sú zastúpené amfibol a pyroxény. Amfibol je tmavozelený s priamym zhášaním, býva obyčajne väčší ako pyroxény s nepatrnými náznakmi opacitizácie. Z pyroxénov je zastúpený hlavne hyperstén, menej augit. Vývoj základnej hmoty je premenlivý (mikroliticko-vitrofyrický, skrytokryštalický až skrytokryštalicko-hyalopilitický).

V Niggliho systéme hornina patrí granodioritickej magme, typu normalgranodioritickému.

Stratigrafia a vulkanizmus

Vulkanizmus, ktorého produkty sa podieľajú na stavbe študovaného územia, sa začal pomerne slabo prejavovať v tortóne. Až do minulého roka boli v tortóne známe z andezitového vulkanizmu iba amfibol, pyroxény a ojedinele valúny andezitu. V roku 1963 vrt ČND pri Žipove zachytil prvé andezity ako lávový prúd v sedimentoch tortónu na východnom Slovensku. Andezitový vulkanizmus nadobudol max. rozšírenia a mohutnosti v sarmate, kedy sa vytvoril vulkanický

komplex v študovanej časti územia. Na viacerých miestach bolo zachytené podložie a nadložie pyroxenických andezitov a ich pyroklastík, tvorené sedimentmi neogénu (íly, piesčité íly s preplástkami andezitových a ryolitových tufitov, ako aj piesčito-štrkovitého materiálu). Na východnej strane pohoria v podloží pyroxenických andezitov v kameňolome SZ od Kalše sa našli šedé íly už v hĺbke 40 m, ktorých mikrofauna (L e h o t a y o v á 1963) poukazuje na brakický spodný sarmat. Najnižšie členy spodného sarmatu (podľa určenia Š v a g r o v s k é h o 1964) pod pyroxenickým andezitom som zachytil JV od Rákoša v hĺbke 38 m a pri Nižnej Myšli pri osade Cigánov v hĺbke 62 m. JV od Skároša v hĺbke 64 m pod sedimentmi spodného sarmatu som zachytil andezitové pyroklastiká a pod nimi pyroxenické andezity (vrt VF-2). Na západnej strane pohoria, Z od Kuzmíc pri kóte 409,5 pod ílmi bol zachytený pyroxenický andezit v hĺbke 16 m, pri železničnej stanici Slanec (P o r u b s k ý 1958) v hĺbke 150 m pod sedimentmi spodného sarmatu. V nadloží pyroxenického andezitu vystupujú i štrkopiesky JV od Slánskej Huty v sedle S a JZ od kóty Garaboš a SV a SZ okraji Zemplínskej Teplice. Štrky sú polymiktne s nepatrným zastúpením valúnov z neovulkanitov. Petrografické rozbery piesčitého materiálu sú v tab. 1, (č. 1—4).

Vulkanická činnosť, pri ktorej došlo k erupciám pyroxenického andezitu, mala vysoko explozívny charakter. Dochádzalo ku tvorbe lávových prúdov pyroxenických andezitov a ich pyroklastík. Dnes budujú prevažnú časť vulkanického komplexu a vyznačujú sa výraznou lamináciou a doštičkovitou odlučnosťou. Laminácia má zväčša sklon 0—30°. Lávové prúdy sú často od seba oddelené pyroklastickým chaotickým materiálom, alebo pyroklastikom so znakmi vrstevnatosti. Mocnosť lávových prúdov je premenlivá (od niekoľkých metrov do desiatok metrov).

V dobe úvodnej andezitovej fázy dochádzalo k postupnej diferenciacii magmy (ako vidieť z Niggliho variačného diagramu) a k tvorbe kyslejších variet andezitov.

Pyroxenický andezit vystriedali erupcie pyroxenického andezitu s ojedinelým amfibolom \pm biotitom a kremeňom, t. j. o niečo kyslejším ako andezit predchádzajúci. Tento typ sa štruktúrou temer nelíši od predošlého. Nachádzame ho vo forme lávových prúdov s výraznou lamináciou a doskovitou odlučnosťou na kótach Veľkého a Malého Miliča, k. Suchá hora, ďalej na JZ svahu kóty Bradlo, kde leží bezprostredne na pyroxenickom andezite a jeho pyroklastiku. Na severnom úpätí kóty M. Milič pod takýmto prúdom boli v hĺbke 72 m zachytené sedimenty spodného sarmatu; aj v jeho nadloží južne od Slánskej Huty sú sedimenty spodného sarmatu (íly a štrky s veľmi ojedinelými valúnmi neovulkanitov). Štrky v nadloží prúdu ako erozívne zvyšky sú aj SZ od M. Miliča pri kóte 651,4. Že tento andezitový prúd je mladší ako pyroxenický andezit, svedčia uzavreniny v ňom, prislúchajúce pyroxenickému andezitu (Š a l á t 1954) na tržných stenách pod kótou Oryté. Pyroklastiká pyroxenického andezitu s ojedinelým amfibolom \pm biotitom a kremeňom vystupujú na východnom a západnom svahu kóty Suchá hora, kde

Tabuľka 1

**Petrografické zloženie jemného piesku zo štrkov a štrkopieskov v sedimentoch
neogénu v nadloží vulkanického komplexu
(Petrografické rozborý vyhotovila E. Karolusová, 1964)**

	1	2	3	4	5
Hyperstén	6,58	36,69	1,69	—	42,50
Augit	3,29	4,73	—	—	0,71
Amfibol	55,26	19,52	—	2,86	14,29
Biotit	—	—	—	1,14	—
Chlorit	—	—	1,12	0,57	0,71
Granát	7,24	2,66	23,60	34,29	2,86
Apatit	—	—	—	0,57	1,07
Zirkón	1,32	1,18	—	1,71	1,07
Magnetit	5,92	—	—	14,86	—
Ilmenit	9,86	29,88	—	—	—
Leukoxén	0,66	1,48	7,30	9,14	—
Limonitové zrnká	4,61	3,56	2,25	28,00	—
Andaluzit	—	—	0,56	—	—
Staurolit	1,97	—	8,99	4,00	—
Distén	—	—	0,56	0,57	—
Rutil	1,32	—	2,25	2,29	1,07
Turmalín	—	—	2,25	—	—
Opakné	1,97	—	49,43	—	35,72

1. SZ od kóty Garaboš, pri kóte 510 v sedle — štrkopiesky; 2. Zárez cesty Slanec — Izra, pri horárni — štrkopiesky; 3. SZ okraj Zemplínskej Teplice, rokľina nad kostolom — štrky; 4. SV okraj Zemplínskej Teplice — štrky; 5. Vrt TF-14, hĺbka 18,90 m, SZ od Zemplínskej Teplice, nad potokom Chlmec — štrkopiesky.

sa ponárajú pod sedimenty spodného sarmatu, ďalej Z od Slánskej Huty nad potokom Terebla. Pyroklastiká sú chaoticky usporiadané s premenlivou veľkosťou fragmentu a bez výraznejšieho triedenia materiálu.

V dobe úvodnej andezitovej fázy sa vytvorili i pyroxenické andezity s ojedinelým amfibolom v okolí kóty Smolák a Domaška; JV od Skároša, pri maďarských štátnych hraniciach ležia na pyroxenickom andezite. V ich nadloží Z od kóty Smolák a na západnom ukončení hrebeňa kóty Domaška sa nachádzajú štrky a štrčíky, známe zo spodného sarmatu Z od obce Trstená pri Hornáde (Čechovič — Vass 1960).

Úvodná andezitová fáza skončila erupciami hruboporfyrických pyroxenických andezitov s ojedinelým amfibolom ± biotitom a kremeňom, známych na kóte Beržeň a v okolí kóty Dobrák, v nadloží pyroxenického andezitu (a s ojedinelým amfibolom ± biotitom a kremeňom). Vytvárajú lávové prúdy s malým úklonom, hrubodoskovitej odlučnosti a slabými znakmi po laminácii. Nadložné sedimenty sa v dôsledku silnej erózie a denudácie terénu nezachovali.

V ďalšom priebehu vulkanickej činnosti po andezitoch (úvodná andezitová fáza) v spodnom sarmate vznikli ryolity a ich pyroklastiká J od jazera Izry pri čs.-maďarských hraniciach a SZ od Byšty. V podloží ryolitov pri Izre boli vrstvom zachytené ryolitové tufity a sedimenty neogénu, ktoré podľa fauny (Švagrovský 1964) patria spodnému sarmatu. Ryolitové tufity sa zistili aj v sedimentoch

spodného sarmatu v nadloží pyroxenického andezitu JV od Skároša (vrt VF-2). Popri ryolitových sú v nich aj úlomky perlitu a pyroxenického andezitu.

Ryolity a s nimi vystupujúce perlity od Byšty predstavujú relikty lávových prúdov (s plynulými prechodmi z ryolitov do perlitov). V ich podloží sú sedimenty vrchného tortónu (podľa faunistického určenia Š v a g r o v s k é h o 1964 a L e h o t a y o v e j 1963), ktorých nadložie sa nezachovalo. V oblasti Zemplínskeho ostrova v podloží ryolitov tohto typu sú ryolitové tufity, ktoré ležia na sedimentoch spodného sarmatu (I v a n 1962).

Erupcie ryolitu vystriedali amfibol-pyroxenické andezity (I. andezitová fáza), známe na južných výbežkoch masívu Bogoty, kde ležia na pyroxenickom andezite a jeho pyroklastikách. V ich nadloží nad potokom Chlmec vrtom TF-14 boli zachytené ich pyroklastiká a sedimenty sladkovodného sarmatu, tvorené šedými a tmavými ílmi s polohami štrkopieskov s polymiktným materiálom a sporadickým zastúpením valúnov neovulkanitov. Petrografické zloženie piesčitého materiálu je v tabuľke 1 (č. 5).

Z uvedeného vyplýva, že vulkanický komplex v južnej časti Prešovsko-tokajského pohoria sa formoval *hlavne v dobe sedimentácie spodného sarmatu*, t. j. za uplatnenia úvodnej andezitovej fázy undačného vulkanizmu, kedy došlo k tvorbe rôznych variet andezitu s tendenciou prechodu od bázejších hornín ku kyslejším. Svedčia o tom sedimenty spodného sarmatu v nadloží i v podloží produktov tejto fázy. Koncom spodného sarmatu sa uplatnila I. ryolitová fáza; nie je vylúčené, že skončila až vo vyššom sarmate (zatiaľ nemáme presnejšie údaje o dobe jej ukončenia). V dobe sedimentácie sladkovodného sarmatu došlo k tvorbe amfibol-pyroxenických andezitov (I. andezitová fáza), na čo poukazujú sedimenty sladkovodného sarmatu v ich nadloží. Erupciami amfibol-pyroxenického andezitu sa skončila vulkanická činnosť v študovanom území.

Vekové začlenenie pyroxenických andezitov na južných výbežkoch Slánskych hôr bolo sporné; považovali sa za vrchnosarmatské, t. j. za mladšie ako amfibol-pyroxenické andezity. Vrtnými prácami sa zistilo, že sedimenty sladkovodného sarmatu v oblasti Slánskeho Nového Mesta a Zemplínskej Teplíce nasadzujú na južné výbežky Slánskych hôr, a to na amfibol-pyroxenické andezity i na pyroxenické andezity a ich pyroklastiká. Na základe toho predpokladám, že pyroxenické andezity sú vekove ekvivalentné andezitom zo severnej časti Tokajského pohoria. Vulkanická činnosť tu prebiehala prevažne vo vodnom prostredí, pričom vulkanický materiál bol rozplavovaný do okolia a miešal sa so sedimentmi neogénu (K u t h a n 1963). V dôsledku vyvrhovania vulkanických más na povrch a ich nahromadenia mohli sa dostať i nad hladinu mora a časť materiálu sa ukladala na suchej zemi (K u t h a n 1963). Materiál bol potom rozrušovaný a splavovaný do vodných bazénov, kde sa vytvorili pyroklastiká s výraznou vrstevnatosťou i bez znakov vrstevnatosti (podľa intenzity rozplavovania, rýchlosti ukladania vyvrhovaného a splavovaného materiálu i veľkosti fragmentov).

V dôsledku uplatnenia sa subsidencie panvy (Seneš—Švagrovský 1957), synsedimentárnej tektoniky i intenzívnej deštruktívnej činnosti sa aj časti vyčnievajúceho vulkanického komplexu dostali pod hladinu mora. Sedimenty neogénu s rozplavovaným vulkanickým materiálom sa dodnes zachovali na viacerých miestach v nadloží vulkanického komplexu ako denudačné zvyšky ešte v nadmorskej výške 600 m (t. j. zhruba 200 m pod najvyššou kótou V. Milič). Na iných miestach, kde sedimenty neogénu sú dnes denudované, zachovali sa po nich zvyšky v puklinách andezitov (Kuthan 1959). Po ústupe mora vulkanický komplex bol postihnutý silnou deštrukciou.

Vulkanický komplex, ktorý sa zachoval dodnes, predstavuje iba časť pôvodne väčšieho komplexu (čo do mocnosti i čo do plochy). V dôsledku uplatnenia tektoniky a erozívno-denudačných činiteľov nadobudlo vulkanické pohorie dnešnú podobu. S tým súvisia i výstupové dráhy, ktoré sa mohli nachádzať i mimo dnešného pohoria. V medziobdobiach vulkanickej činnosti dochádza k postvulkanickým procesom, ktoré sa od seba odlišovali intenzitou, látkovým zložením a časovou postupnosťou. Uplatnili sa na východnej strane pohoria v úseku Byšta — Ruskov po dĺžke cca 17 km vylučovaním kremeňa vo forme tenkých žiliek, povlakov, výplní mandlovcových dutín a tmeliacej hmoty. Na niektorých miestach sa nachádzajú spolu s pyritom, chloritom a uhličitanom.

Za prvý z takýchto procesov považujem vznik rôznych modifikácií kremeňa (opál, chalcedón, lutécit, kvarcín, kremeň), spojený s andezitovou vulkanickou činnosťou. SiO_2 sa vylučovalo z roztokov, obsahujúcich kyselinu kremičitú. Roztoky sa neprejavili agresívne voči okolitým horninám (andezity, ryolity). Hydrogel kyseliny kremičitej sa vylučoval (s určitými prestávkami) z vodných roztokov. Nasvedčuje tomu viacnásobná zonárnosť rôznych modifikácií kremeňa. Zóny, tvorené jednou alebo viacerými modifikáciami, sa viackrát po sebe opakujú, pričom sú od seba ostro oddelené zónami iných modifikácií kremeňa.

Po vylúčení modifikácií SiO_2 pyroxenický andezit bol slabo prestúpený roztokmi so slabou koncentráciou H_2S , ktoré mali agresívnejší charakter. Dochádzalo tu k rozkladu magnetitu, pyroxénov a základnej hmoty pyroxenického andezitu. Z produktov rozpadu sa tvorili zhluky pyritu, agregát chloritu a málo Fe oxidov. Tieto zjavy boli pozorované len v lome pri žel. stanici Slanec a v lomoch pri Kalši.

V ďalšom štádiu vývoja došlo k tvorbe karbonátu, ktorý metasomaticky zatláča chlorit a tvorí nahromadenia na styku andezitu so žilôčkami kremeňa, alebo preniká cez ne vo forme tenkých žiliek. Výrony bohaté na Ca, z ktorých sa tvorili karbonáty, dávame do súvisu s tvorbou pyroklastík pyroxenického andezitu JV od Slanca pod kótou Baradla. Tmeliaca hmota pyroklastík má vysoký obsah CaCO_3 (tab. 5) a fragmenty andezitu sú zatláčané uhličitanom. Pravdepodobne išlo tu o menšiu panvičku, do ktorej v dobe sedimentácie pyroklastík bol prítok vody obohatenej o Ca; andezitové pyroklastiká v blízkom okolí kóty Baradla temer nemajú zvýšený obsah CaCO_3 v tmele (oproti obvyklému množstvu).

Po chloritizácii a karbonatizácii došlo znovu k výstupu kyslých roztokov s obsahom kyseliny kremičitej, spätých s ryolitovou fázou. Fragменты pyroxenického andezitu, ktorý bol už prv postihnutý pyritizáciou a chloritizáciou, i karbonatizované fragmenty sú spolu s úlomkami opálu a ryolitu tmelené hydrogelom kyseliny kremičitej (opálom) v pyroklastikách JZ od Byšty a Z od Breziny. Miestami sa tvorili vo vodných bazénoch polohy temer čistého opálu, ktorý tiež cementuje ryolitové tufity (Maria dvor, J od Veľat). Tvorili sa tu aj vylúčeniny kremeňa, výplň na ryolitoch a andezitoch vo forme žiliek, povlakov a pod.

Tektonika

Tektonika neogénu východného Slovenska mala germanotypný charakter, za uplatnenia zlomov SZ-JV a S-J a V-Z smeru (S e n e š—Š v a g r o v s k ý 1957; J a n á č e k 1959; Č e c h o v i č—V a s s 1960). Najstaršie zlomy smeru SZ-JV a predtortónskeho a tortónskeho veku doznievali miestami ešte v spodnom sarmate. Oveľa markantnejšie sú zlomy S-J a V-Z smeru, ktorých činnosť sa kladie do spodného sarmatu až pliocénu. Účinky tektoniky v neovulkanickom komplexe sme študovali z hľadiska celkovej geologickej stavby územia za pomoci technických prác a drobných tektonických prvkov (puklinovitost). Celkove sme uskutočnili cca 2000 meraní takmer na všetkých odkryvoch vulkanických hornín a ich pyroklastikách pomocou geologického kompasu. Namerané hodnoty boli vyhodnocované v ružiciach, pričom pukliny sme rozdelili na dve skupiny podľa úklonu: na strmé s úklonom 80—90° a menej strmé s úklonom do 80°.

K tomuto rozdeleniu sme pristúpili z dvoch dôvodov:

1. pri terénnej práci sme pozorovali, že na brálach väčších rozmerov sú dominantne vyvinuté pukliny strmé; podobné zjavy boli pozorované i na vrtných jadrách vulkanických hornín, kde sú dva systémy puklín na seba temer kolmé (v andezitoch i pyroklastikách);

2. u menších brál na svahoch hrebeňov pozorovať, že úklon puklín do 80° je často orientovaný proti úklonu svahu. Okolie brál býva zasutené; preto bolo ťažko v teréne posúdiť, či ide o bralká na mieste, alebo boli posunuté (a znaky posunutia sú už dnes zakryté).

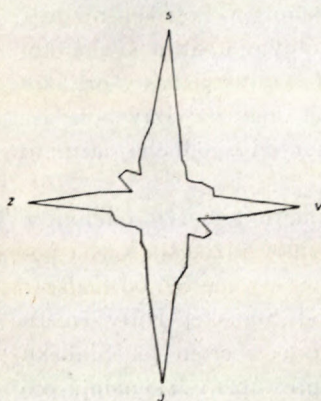
Abý sa vylúčila možnosť zámeny posúvania bradiel po svahu, ich ukláňanie a čiastočný posun v dôsledku erozívnej deštrukcie terénu, zakresľovali sme pukliny s menším úklonom ako 80° do samostatných ružíc, aby sa tak dali lepšie porovnať s puklinami strmého úklonu (s úklonom 80—90°), resp. ich vzťah k morfológii terénu (zachytenej tiež do ružicového systému).

Pri zostavovaní tektonogramov z drobnotektonických prvkov sa brali do úvahy iba ich smery; lebo u strmých puklín (s úklonom 80—90°), ak sú dlhé (napr. niekoľko metrov), nie sú úplne rovné; ich úklon sa mení najčastejšie v rozmedzí $\pm 5^\circ$ na tej istej pukline. Pri premenlivom úklone (ak sa úklon pohybuje okolo 90°) môžeme namerať i hodnoty s protichodným úklonom v rozmedzí okolo $\pm 5^\circ$, preto sa zahrňovali do skupiny puklín so strmým úklonom (v tektonogramoch je uvedený iba smer).

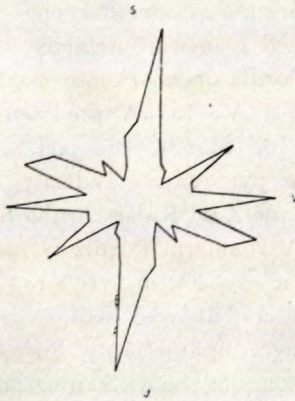
U puklín so šikmým úklonom sa tiež nebral do úvahy sklon, ktorý, ak sa pukliny vyskytujú na svahu, často smeruje práve do svahu, lebo bolo podozrenie, že ide o uklonenie, zapríčinené vonkajšími činiteľmi. Pri korelovaní puklín so šikmým úklonom s morfológiou terénu (t. j. smer hrebeňov a dolín) mohlo by ľahko dôjsť ku skresleným výsledkom.

U puklín so strmým úklonom ($80-90^\circ$) majú dominantné postavenie 2 systémy puklín: smer S-J a V-Z; častejší je aj smer SZ-JV, iba nepatrne je zastúpený smer SV-JZ (obr. 1). V tektonograme, znázorňujúcom pukliny so šikmým úklonom (do 80°), nepozorovať takéto jednoznačné roztriedenie smerov; tieto pukliny sú usmernené temer v celom tektonograme (obr. 2).

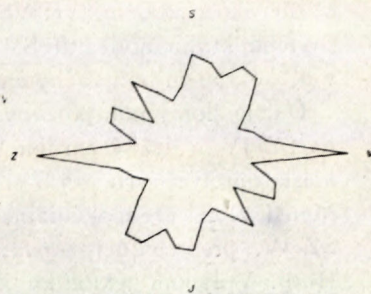
Na tektonograme znázorňujúcom smery hrebeňov a dolín je výrazný V-Z smer, ďalšie smery sú v tektonograme dosť nepravidelne rozptýlené (obraz 3).



Obr. 1. Priebeh puklín s úklonom $80-90^\circ$



Obr. 2. Priebeh puklín s úklonom $0-80^\circ$



Obr. 3. Smery hrebeňov a dolín.

U puklín šikmo uklonených pozorovať nápadnú zhodu so smerom hrebeňov a dolín (v ich celkovom zastúpení a rozmiestnení v tektonograme). Z toho usudzujeme, že pukliny šikmo uklonené (úklon do 80°) predstavovali pôvodne (tektonické) pukliny strmo uklonené, ale pri erozívnej deštrukcii terénu došlo k ich čiastočnému posunu po svahu a tým i k zmene sklonu, t. j. zo strmého do šikmého proti sklonu svahu (pokiaľ nedošlo k zrúteniu brala). V dôsledku toho dnes majú úklon často do svahu. Okrem toho mohlo dôjsť k ich čiastočnému pootočeniu podľa vertikálnej osi v dôsledku prispôsobovania sa morfológii terénu.

Ak uvážime, že vo Východoslovenskej nížine, t. j. po oboch stranách študovaného pohoria, je mladá tektonika S-J smeru, ktorá viedla k poklesávaniu celých krýh, potortónska (rovnako ako hlavná vulkanická činnosť), môžeme pripustiť, že tektonické procesy uplatňované v neogénnych sedimentoch, sa mohli prejavíť aj vo vulkanickom pohorí. To znamená, že študované pukliny (aspoň ich prevažná časť) vznikli až po vzniku vulkanického komplexu.

Naše poznatky o tektonike územia na základe štúdia drobnotektonických prvkov a technických prác môžeme zhrnúť nasledovne: Územie neovulkanitov prestupujú zlomy S-J, V-Z ako aj SZ-JV a SV-JZ smeru; podľa nich došlo k poklesávaniu menších krýh, resp. k vyzdvihovaniu častí vulkanického komplexu.

Menšia poklesnutá kryha vnútri vulkanického komplexu sa zistila JV od Ská-

roša. Ohraničujú ju 2 zlomy; prvý zlom uvádzaný Čechovičom a Vassom v údolí potoka Marovka (smeru SZ-JV) pokračuje do vulkanického komplexu. Druhý zlom sa zistil pred vyústením potoka Marovka (smeru S-J). Pozdĺž týchto zlomov došlo k poklesu menšej kryhy JV od Skároša; v jej nadloží sa dodnes zachovali sedimenty neogénu, ktorých mocnosť (64 m) bola zachytená vrtom VF-2. Pod nimi ležia pyroklastiká pyroxenického andezitu a pod nimi pyroxenický andezit.

Ďalšia poklesnutá kryha je v okolí jazera Izry, kde sa tiež uplatnil zlom SZ-JV smeru, ktorý pokračuje z územia sedimentárneho neogénu (z Potiskej nížiny) k jazeru Izra. Druhý zlom, S-J smeru, prebieha východným úpäťm svahu kót Veľkého a Malého Miliča. Pozdĺž oboch zlomov poklesol ryolitový masív pri Izre hlbšie ako o 200 m (vrt VS-4; VS-1a). V predĺžení S-J zlomu od Izry bola zachytená kryha andezitu SV od Slanca, kde pod sedimentmi spodného sarmatu v hĺbke 150 m boli zachytené pyroxenické andezity.

Ďalšie zlomy boli pozorované Z od Kalše zhruba S-J smeru, s malým odklonom na SZ-JV, a druhý zhruba V-Z smeru. Pozdĺž týchto zlomov južnejšia kryha poklesla oproti severnejšej o viac ako 200 m (vrt KF-12 a vrt v lome SZ od Kalše). Menší zlom predpokladáme cez Slanské sedlo a JZ od Slanskej Huty smeru SZ-JV, prebiehajúci západným úpäťm kóty Suchá Hora smerom na Slanskú Hutu. Vplyvom tektoniky komplex neovulkanitov bol prestúpený zlomami, pozdĺž ktorých došlo k poklesávaniu menších kryh smerom do panvy (pozri geol. profil I). Určitá tendencia poklesov bola pozorovaná aj v S-J smere (pozri geol. profil II).

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

Lektoroval prof. dr. M. K u t h a n.

LITERATÚRA

- [1] Beudant F. S., 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris. — [2] Buday T., 1960: Přehled vývoje neogénu Západních Karpát. Časopis pro min a geol., Praha. — [3] Čechovič V.—Vass D., 1960: Geológia južnej časti Košickej kotliny. Geologické práce, Zošit 59, Bratislava. — [4] Čuchráč V.—Maga J.—Kotras J., 1963: Závěrečná zpráva a výpočet zásob z ložiska Byšta — perlit so stavom 30. III. 1963. Rukopis; Geol. prieskum, Žilina. — [5] Gyarmati P., 1962: Vulkáni közetminősítés problematikája Tokaji-Hegység példalon. Földt. Közlöny, Budapest. — [6] Forgáč J. a kol. 1959: Zpráva o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní na generálnych listoch Košice, Humenné, Cejkov a Kráľ. Chlmec. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Forgáč J., 1961: Ročná zpráva o základnom geologickom výskume neovulkanického komplexu na liste Trebišov. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Forgáč J., 1963: Zjavy postvulkanickej činnosti na východnom úpäťi Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Zošit 30, Bratislava. — [9] Forgáč J., 1963: Andezitové perlity na východnom Slovensku. Geologický průzkum, Praha. — [10] Forgáč J., 1964: Závěrečná zpráva o základnom geologickom výskume a mapovaní neovulkanitov na liste Trebišov a Seňa. 1 : 50 000. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Fusán O.—Čechovič V., 1963: Tektonika územia listu Trebišov. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000. M-34-XXXIV-M-34-XXXV Trebišov-Čierna. Geofond, Bratislava. — [12] Ivan L. 1962:

Zpráva o sledovaní niektorých surovín pre keramickú výrobu z oblasti Zlatých Moraviec a Kalše. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografia neogénu východného Slovenska. Geol. práce, zošit 52, Bratislava. — [14] Karolusová E., 1964: Rozbory sedimentárnej petrografie (rukopis). — [15] Korpeľ P.—Maga I., 1964: Záverečná zpráva Kalša — negatívna, andezit stav ku dňu 1. I. 1964. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [16] Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v sev. časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ, Zošit 27, Bratislava. — [17] Kuthan M., 1959: K problému niektorých hornín východného Slovenska označovaných ako „porcelanity“. Geol. práce, zošit 54, Bratislava. — [18] Kuthan M., 1963: Mladotreťohorné vulkany. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000. M-34-XXXIV-M-34-XXXV, Trebišov — Čierna. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [19] Lehotayová R., 1963: Orientačné spracovanie mikrofauny východného Slovenska z niektorých plytších vrto. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Lehotayová R., 1964: Mikropaleontologické zhodnotenie vzoriek na liste Trebišov — Seňa. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Marková M.—Vas D., 1960: Petrografické štúdie sedimentárnych hornín východoslovenského neogénu. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. [22] Oněáková P., 1950: Petrochémiá kyslých neovulkanitov v Zemplínskom ostrove. Sborník ved. prác VŠT v Košiciach. — [23] Oněáková P., 1952: Slovenské perlity. Sborník ved. prác VŠT v Košiciach. — [24] Pantó G., 1962: Tokaj-Hegység földtani újravizsgálatának célkitűzése. Földt. Közlöny, Budapest. — [25] Porubský A., 1958: Hydrogeologické vyhodnotenie vrtu H-1 v Slanci. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [25] Priehodská Z.—Brestenská E., 1960: Sedimentárno-petrografické a biostratigrafické vyhodnotenie oporného vrtu Bočiar 1 (východné Slovensko). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [27] Seněš J.—Švagróvský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geol. práce, zoš. 46, Bratislava. — [28] Slávik J., 1963: Perlity v Československu. Geol. průzkum 7, Praha. [29] Szádeczky G., 1889: A Tokaj — eperjesi hegység Pusztafalu körül lévő centralis részének petrografisi és geológiai viszonyairól. Földt. Közl., Budapest. — [30] Šalát J., 1954: Geologicko-petrografické pomery severnej časti Tokajského pohoria. Rukopis; Archív VŠT v Košiciach. — [31] Šalát J., 1955: Príspevok k petrografii vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a priľahlých oblastí. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [32] Šalát J., 1956: Nomenklatúra vulkanitov niektorých vulkanických pohorí Západných Karpát a Vihorlatu podľa Rittmana. Geol. práce, Zprávy 7, Bratislava. — [33] Švagróvský J., 1964: Biostratigrafia miocénu v oblasti Slánskych hôr podľa fauny mákkýšov pochádzajúcich z vrtných jadier. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava.

JOZEF FORGÁC

STRATIGRAPHIC POSITION AND STRUCTURE OF NEOVOLCANICS IN THE SOUTHERN PART OF PREŠOVSKO-TOKAJSKÉ POHORIE MTS.

Southern part of Prešovsko-tokajské pohorie Mts is composed of neovolcanic rocks and Neogene sediments. Volcanic activity started in Tortonian supplying pyroxene and hornblende minerals with very little andesite pebbles. In 1963 pyroxene andesites were discovered in Tortonian of East Slovakia by drilling. The maximum of andesite volcanic activity however may be recognized in Sarmatian when volcanic complexes in the studied area were formed. Magma differentiation during the volcanic activity is indicated by the Niggli variation diagrams with the extrusion of more acidic andesite varieties-pyroxene andesites with local hornblende + biotite and quartz, coarse porphyritic pyroxene andesites with some hornblende. Below and above these andesites and their pyroclastics Lower Sarmatian sediments have been determined.

At the end of Lower Sarmatian rhyolites and their pyroclasts were extruded over Lower Sarmatian sediments. Volcanic activity then continued by the formation of hornblende-pyroxene andesites (autometamorphosed andesites). Resting on them appear Sarmatian fresh water sediments.

The general stratigraphical classification of pyroxene andesites occurring at the southern ridges of Slánské Hory Mts has long been controversial—they were regarded as Upper Sarmatian, i. e. younger than hornblende-pyroxene andesites. The drilling results however indicate clearly that the fresh-water Sarmatian sediments around Slánské Nové Mesto and Zemplínské Teplice are resting unconformably upon hornblende-pyroxene and pyroxene andesites and pyroclastics of Slánské hory Mts. These pyroxene andesites are then equivalent in age to pyroxene andesites of the northern parts of Tokajské pohorie Mts.

The volcanic activity passed mostly in water environment with volcanic products washed off, dispersed and contaminated with orinating Neogene sediments (K u t h a n 1963). Neogene sediments with washed volcanic products were preserved over the volcanic complexes as erosive remnants some 600 m above the sea level. After the sea retreat the volcanic complex has been heavily destructed and its extension and thickness reduced. The shape of recent volcanic range is the result of tectonics and erosion therefore the volcanic vents may exist also off the recent mountain range.

The postvolcanic activity during the interruption periods differing in timing, intensity and composition may be traced at the eastern slopes of the range between Bysta and Ruskov in a zone some 17 km long. The zone shows rich quartz precipitation in form of veinlets, crusts, amygdale cores and cement in pyroclastics at some places occurring together with pyrite, chlorite and carbonates.

Structure

The East Slovakia Neogene structure is characterized by young throw faults striking NW—SE, N—S and E—W (S e n e š—Š v a g r o v s k ý 1957; J a n á č e k 1959; Č e c h o v i č—V a s s 1960). The oldest faults of pre-Tortonian and Tortonian age strike NW—SE. The faulting in Carpathian direction continued locally even in Lower Sarmatian.

In the volcanic complex of Tokajské pohorie Mts and Slánské hory southern extremities the structural pattern has been studied both by drilling and microtectonic measurements. Some 2000 measurements of fissures have been carried out and the results divided in two groups — fissures below 80° dip and fissures dipping $80-90^\circ$. The pattern diagrams show clearly two dominating directions for elements of $80-90^\circ$ dip. The prominent orientation is N—S and E—W substantially less frequent NW—SE and very limited NE—SW (Fig. 1). The diagram showing fissures dipping below 80° has no prominent orientation (Fig. 2). The diagram of morphological pattern indicates predominating E—W direction (Fig. 3).

It may thus be suggested that low dipping fissures were initiated as well as those steeply dipping by tectonic movements. Due to the destruction of morphology by erosion however the fissures slid partially down slopes rotating around the vertical axis now dipping frequently slopewards. N—S oriented young structures in the Východoslovenská nížina lowlands i. e. along both sides of mountain range are supposed to be of post-Tortonian age as well as the main volcanic activity. We may thus deduce that tectonic deformations in Neogene sediments and volcanic complexes were of similar nature and that majority of fissures originated only after the formation of volcanic masses.

The general geological structure indicates that faulted blocks of neovolcanic rocks were sinking towards the basin (Profile I). Similar tendency in block falling has been observed also in N—S direction.

DUŠAN ĎURICA

VULKANICKÉ ŠTRUKTÚRY VO VÝCHODOSLOVENSKEJ
NEOGÉNNEJ PANVE A ICH VÝZNAM

Pod pojmom vulkanické štruktúry rozumieme vo východoslovenskom neogéne elevačné formy sedimentárnej výplne, geneticky viazané na lokálne synsedimentárne i staré, postsedimentárne prekryté erupcie neovulkanitov. Tieto lokálne erupcie tvorené intermediárnymi i kyslými lávami, sú roztrúsené v centrálnej časti panvy; iba z JV časti panvy nie sú erupcie dosiaľ známe. Podľa súčasných znalostí geologického vývoja panvy sledujú tieto lokálne erupcie línie karpatského, alebo naňho priečného smeru. Tieto dva hlavné systémy porúch siahajú hlboko do zemskej kôry. V rôznych obdobiach vývoja panvy vystupovali po nich lávy na povrch alebo blízko pod povrch. Naproti tomu S-J poruchy osi nehrali pri erupciách vulkanitov väčšiu rolu (J a n á ě k 1960). Sú to poruchy mladé, nezahŕňajúce pod vrchný brakický tortón. Nevznikli v súvislosti so základnými tektonickými procesmi panvy, ale pravdepodobne so statickým vyrovnávaním tlaku v tektonických kryhách pri ich poklesávaní podľa dvoch hlavných systémov (B u d a y 1960).

Tektonický prieskum, opierajúci sa hlavne o hlbinné vrty, naznačuje, že lokálne erupcie neovulkanitov bývajú pravidelne prítomné v miestach tektonických uzlov, na ktorých sa krížia dva hlavné poruchové systémy (karpatský a priečny; viď tektonickú skicu). Z hľadiska diskutovanej témy treba od izolovaných panvových erupcií odlišiť mohutné erupcie Prešovsko-slánskych hôr, Vihorlatu a Popričného, ktoré sú regionálneho charakteru. Vystúpili k povrchu pozdĺž mohutných karpatských a priečných dislokácií, hlavne v mladších a najmladších vývojových štádiách panvy koncom miocénu a pliocénu, cez početné a mohutné kanály. Bázickejšie eruptíva tvoria mocné stratovulkány so širokými príkrovmi a prúdmi. V prípade Prešovsko-slánskych hôr je známe, že celá mohutná hmota týchto vulkanitov sa nachádza v regionálnej štruktúrnej depresii.

Iným príkladom eruptívnych telies sú drobné syngenetické erupcie kyslých láv v spodnom a strednom miocéne, ktoré sa štruktúrne neprejavujú. Lokálne vulkanické štruktúry v panve sa zreteľne a charakteristicky prejavujú pri geofyzikálnom prieskume. Intermediárne i kyslé erupcie sú indikované všeobecne pozitívnou tiažovou anomáliou, spravidla uzavretou; jej rozloha a relatívne zvýšenie je úmerné veľkosti vyvrelého telesa. Ináč sa javia indikácie magnetické. Bázické lávy bohaté na ťažké minerály sa prejavujú intenzívnym zvýšením magnetického poľa, kým ryolitové erupcie nejavia žiadne pozitívne magnetické indikácie (tým menej drobné ryolitové syngenetické telesá v spodnom a hlbšom strednom miocéne).

Seizmické indikácie eruptívnych telies nevykazujú pravidelnosť. Ak je teleso dostatočne veľké a prejavuje sa zreteľným vyvlečením málo naklonených prerazenných vrstiev, javí sa v seizmických uzloch zreteľným úklonom odrazových plošiek na okraji, pričom stred štruktúry, budovaný vulkanitmi spravidla odrazové plošky nevykazuje (seizmogeologický profil 152/58). Ak je štruktúra malá, znižuje sa úmerne aj seizmická indikácia, prípadne môže úplne chýbať. Pri hodnotení vulkanických štruktúr z hľadiska naftovo-geologického môžeme brať do úvahy buď genézu alebo tvar vulkanických štruktúr (v druhom prípade možno hodnotiť tvar eruptívneho telesa, t. j. spôsob výlevu láv a tvar vlastnej sedimentárnej štruktúry).

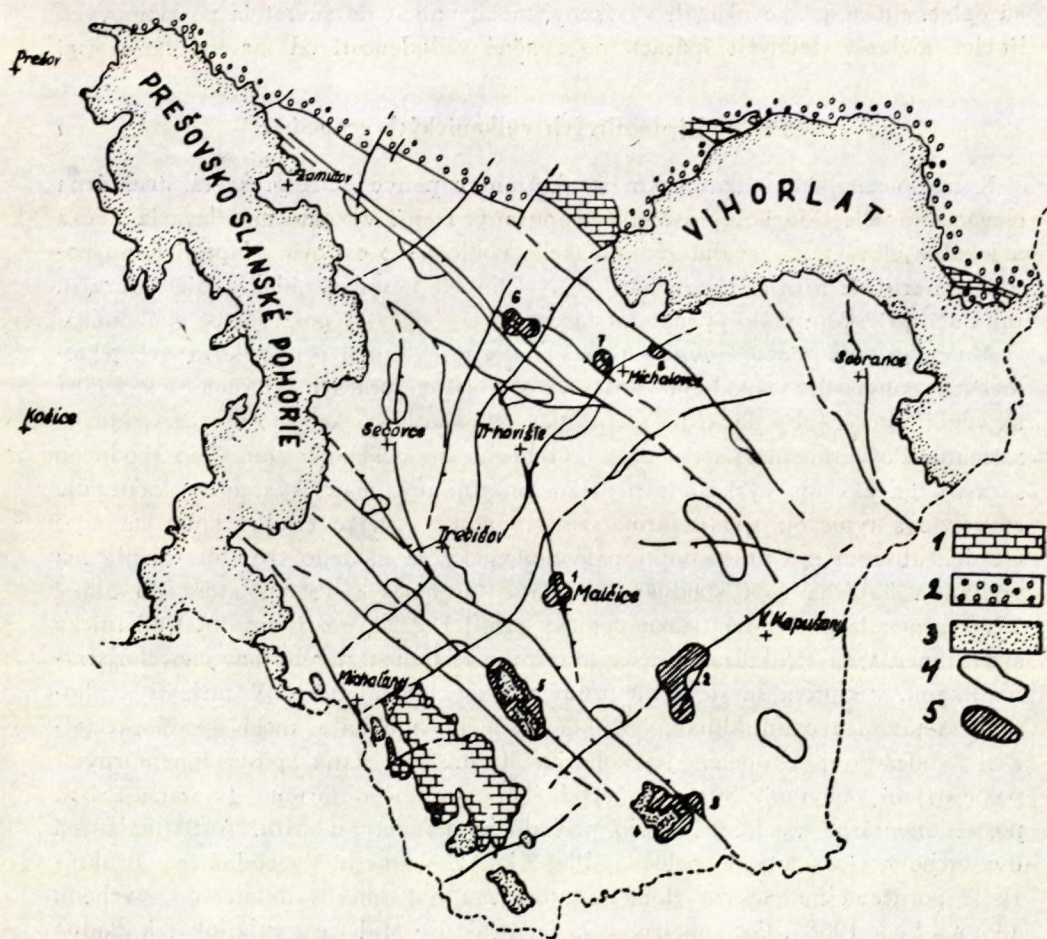
Z hľadiska genézy môžeme rozlíšiť vulkanické štruktúry na synsedimentárne a postsedimentárne. Prvé vznikli pri neprerušenej sedimentácii a sú prekryté sedimentmi, v ktorých vznikli, alebo boli odkryté v priebehu vývoja panvy denudáciou. Postsedimentárne eruptívne telesá sú prevažne povrchové stratovulkány, ktoré v období vývoja panvy mohli byť prekryté mladšími sedimentmi. U niektorých synsedimentárnych štruktúr mohli byť oddenudované nadložné vrstvy, takže tieto štruktúry sa javia ako štruktúry postsedimentárne; kritériá pre ich odlišenie nie sú vždy jednoznačné. Vychádza sa z petrografickej korelácie so známymi vulkanitmi a z prítomnosti autochtónne uložených pyroklastík na svahoch eruptívneho telesa.

Pre posúdenie synsedimentárneho alebo postsedimentárneho charakteru telesa možno brať do úvahy aj širšie hľadisko, t. j. jeho pomer k neogénnej výplni ako celku; v užšom zmysle však posudzujeme iba jeho vzťah k určitému súvrstviu. Z tohto hľadiska má eruptívum napríklad synsedimentárny charakter len vzhľadom k stykovým sedimentom, resp. k svojmu nadložiu. K podložným sériám sa javí ako element postsedimentárny. U synsedimentárnych štruktúr preráža eruptívum prírodným kanálom podložné neogénne vrstvy, ktoré sú podľa neho koncentricky nadzdvihnuté, prípadne vyvlečené. Kontaktná metamorfóza býva väčšinou nepatrná (len niekoľko cm, prípadne dm).

Štruktúra nadložia mladšieho postgenetického pokryvu je formovaná v eleváciu už v začiatkoch, prvotne, t. j. že sedimenty sa ukladajú na svahu. Druhotné tektonické zmeny sú podmienené pevným jadrom vulkanitov a možnosťou voľného

poklesu vrstiev na obode pevného jadra, kde sa tvorí synklinálna časť elevácie, prípadne s dislokáciami. Mladé postsedimentárne štruktúry v panve predstavujú eruptívne telesá, ktoré prerážajú miocénne a pliocénne série. Tvoria väčšinou povrchové stratovulkány. Bočná kontaktná metamorfóza je podobná ako v predchádzajúcom prípade.

Z hľadiska tvaru možno rozlíšiť: kupovité intruzíva a žilné telesá. Kupovité skryté eruptívne telesá vytvárajú tektonicky druhotne podmienenú štruktúru nad-



Tektonická skica východoslovenského neogénu, zostavená z podkladov T. Budaya, J. Janáčka, A. Kocáka a J. Seneša. Zostavil D. Ďurica—A. Kocák 1964: 1 — predpaleogénne podložie, 2 — flyš, 3 — vulkanity, 4 — elevačné pásma, 5 — vulkanické štruktúry. Čísla lokalít: 1 — Malčice, 2 — Veľké Kapušany, 3 — Bačka, 4 — Kráľ. Chlmec, 5 — Sirník — Hráň, 6 — Lesné, 7 — Hrádok, 8 — Biela Hora.

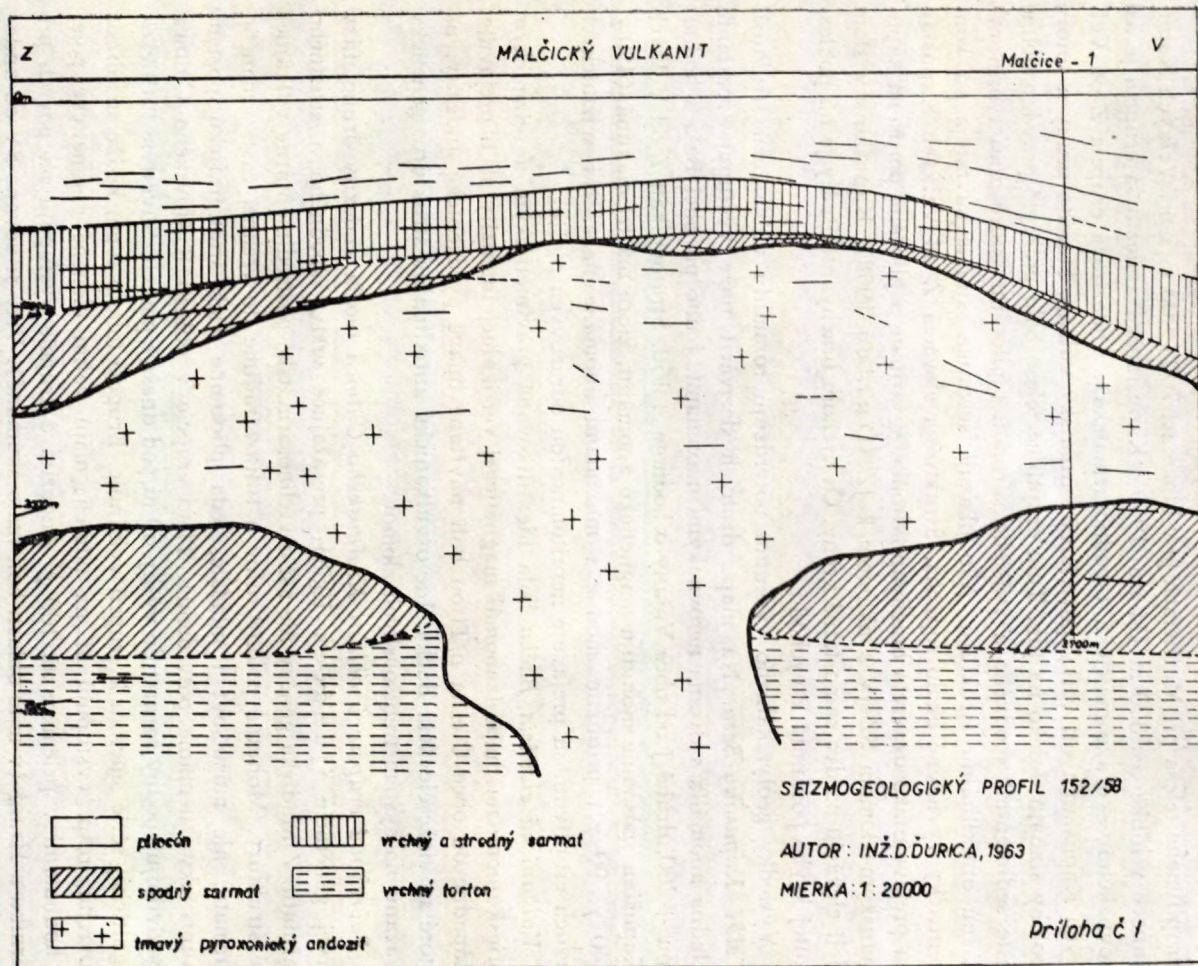
ložnej sedimentárnej série, ktorá obyčajne vykazuje detilnú zlomovú tektoniku. K takým patrí erupcia kyslých láv tortónu (najmä vrchného), ale i andezitov, počnúc spodným sarmatom. Ako už som spomenul, mohlo dôjsť k oddenudovaniu vrchnej série a k druhotnému odkrytiu erupcie na povrchu (hlavne na okraji panvy).

Postgenetické erupcie, pokiaľ prerážajú miocénnu výplň panvy, pôsobia značne deštruktívne na sedimenty. Vrstvy sú väčšinou sústredene nadzdvihnuté okolo prírodného kanála. Hoci zatiaľ nemáme žiadne konkrétne zistenia, je pravdepodobné, že tu nedochádza k utesneniu detritu na mieste styku s vulkanitmi. Žilné telesá sú epigenetické a, ako ukázali výskumy, môžu vnikáť do súvrstvia po zlomových líniah alebo vrstevných špárach na značné vzdialenosti od materského telesa.

Prehľad jednotlivých vulkanických erupcií

K najdôležitejším vulkanickým štruktúram v panve patrí prekrytá štruktúrna elevácia Malčice-Markovce a Veľké Kapušany, menší význam má elevácia Bačka a lokálne elevácie na svahu zemplínskeho podložného ostrova. Naproti tomu povrchové erupcie Sírník, Hraň, Kráľovský Chlmec, Lesné, Hrádok a Biela hora sú pre ďalší prieskum málo významné, lebo sú dnes odkryté (pozri tektonickú skicu).

Malčický vulkanický komplex tvoria andezity. Vznikol pri opakovaných tektonických pohyboch v spodnom sarmate. V starších prácach (J a n á ě k 1958) sa vznik tejto erupcie dával na rozhranie vrchného brakického tortónu a spodného sarmatu. Po zaradení značnej časti „vrchného brakického tortónu“ do spodného sarmatu na základe výskytu sarmatskej mikrofauny, malčický andezit zastupuje súvrstvie s typickou spodnosarmatskou faunou — veľké elfídie, ktorá na tejto elevácii absentuje. Vrtne a mikropaleontologicky sa na tejto štruktúre zistila iba vrchná a bazálna časť spodného sarmatu (J i ř í ě k 1963), ktorá do hĺbky 2700 m nebola prevŕtaná (seizmologický profil 152/58, pozri obr. 1). Vulkanická synsedimentárna štruktúra Malčice-Markovce je typom starého povrchového stratovulkánu, v ktorom sa striedajú prúdy láv s polohami tufov. V sarmate a pliocéne sa javila ako antiklinála, vzniklá sedimentáciou na svahoch spodnosarmatskej andezitovej erupcie. Jej konečná forma je daná postsedimentárnymi poklesovými pohybmi. Súvrstvia spodného a vrchného tortónu (i staršie) boli postsedimentárne vyvlečené okolo prírodného kanála andezitu. Antiklinála má dva vrcholy, ktorých os je spoločná, dlhá 3 km, Z-V smeru. Východná časť štruktúry je porušená malčickým zlomom, ktorý má S-J smer s úklonom k východu (J a n á ě k 1958). Gravimetricky sa na štruktúre Malčice zistila lokálna kladná anomália v oblasti Malčice-Markovce, ktorá je veľmi výrazná na mape druhých gravimetrických derivácií. Magnetometrický výskum potvrdil kladnú anomáliu o značnej amplitúde Z od Malčíc. Hodnota vrcholovej izočiary na mape vertikálnej magnetickej intenzity je 110 γ . Seizmický prieskum vyčlenil erupzívne teleso veľmi zreteľne absenciou odrazových plošiek.



Prekryté teleso bázickej lávy v oblasti *Veľké Kapušany-Beša* bolo identifikované gravimetrickým a magnetickým výskumom. Na základe porovnania geofyzikálnych výsledkov z oblasti Malčíc a Veľkých Kapušian môžeme usúdiť, že vrchol eruptívneho telesa pri Malčiciach je v hĺbke asi 700–900 m a pri Veľkých Kapušianoch v hĺbke cez 800 m (M a n 1959). Kapušianska andezitová erupcia je asi rovnakého veku ako malčická (spodnosarmatská). Andezitová erupcia Z od Veľkých Kapušian tvorí veľký povrchový sarmatský vulkán, ktorého prúdy a tufové polohy siahajú ďaleko na juh. Toto eruptívne teleso bolo prekryté pravdepodobne ešte sedimentmi spodného a vyššieho sarmatu i pliocénu, ktoré dnes tvoria výraznú antiklinálnu štruktúru. Ako ukazuje seizmika, staršie súvrstvia sú koncentricky vyvlečené okolo sopúcha. Štruktúrna elevácia Z od Veľkých Kapušian sa prejavuje ako uzavretá brachyantiklinála, v sarmate a pliocéne porušená kapušianskym zlomom SZ-JV s úklonom k JZ (D u r i c a 1958). Kapušiansky zlom delí eleváciu na dve samostatné kryhy. Os vrcholu brachyantiklinály je na poklesnutej kryhe posunutá k východu.

Výsledky geofyzikálneho výskumu potvrdzujú rozsiahlu vulkanickú štruktúru *Veľké Kapušany-Beša*. Na mape druhých derivácií tiaže vystupuje rozsiahla kladná anomália s dvoma nerovnakými maximami. Jedno pri obci Beša s hodnotou +200, druhé J od obce Vajany o hodnote +150. Stratovulkán Z od Veľkých Kapušian spôsobuje mohutnú magnetickú anomáliu, ktorá má tri maximá (450 γ , 240 γ , 90 γ), približne zhodné s maximami anomálie tiaže. Na seizmických rezoch eruptívum sa prejavuje neprítomnosťou odrazových plošiek.

Vulkanická elevácia Bačka bola identifikovaná gravimetrickým a seizmickým prieskumom; na mape izanomál magnetickej vertikálnej intenzity sa neprejavuje. Západne od obce Čierna n/Tisou boli navrátené tmavé pyroxenické andezity, na ktoré sa viaže elevácia Bačka. Ide o vulkanickú antiklinálnu štruktúru, geneticky viazanú na systém trebišovských zlomov.

Povrchovú erupciu v oblasti Kráľovského Chlmca tvoria andezity druhej fázy prvej generácie (J a n á č e k 1958), prerážajúce vrstvy spodného a stredného sarmatu. Z hľadiska genézy ide asi o vrchnosarmatské postsedimentárne vulkanické štruktúry. Mohutné polohy tufov a tufitov radíme do vrchnej časti vrchného sarmatu, ale môžu byť i mladšie, teda pliocénne (ich stratigrafickú pozíciu faunisticky nemáme potvrdenú). Tieto erupcie v oblasti Kráľovského Chlmca vyzdvihujú spodný sarmat do výšky 60 m pod dnešný povrch. Súvrstvie tufiticko-lignitickej série smerom k erupcii vykliňuje. Erupcie tohoto typu, keďže sú blízko povrchu, resp. vystupujú až na povrch, majú veľmi členené magnetické pole, s hodnotami v priemere až 100 γ . Andezitové erupcie vystupujú na povrch pri Sírniku a Hrani (v tejto oblasti boli málo skúmané). Vrty situované SV od andezitov, pravdepodobne v poklesnutej kryhe, navrtali spodný šedý sarmat s polohami tufitov, aglomerátov a andezitových štrkov. Na JZ od svahu hraňských andezitov vrtom Cf Tr 62 do hĺbky 62 m sa zistil vrchný morský tortón (zóna

bolivino-buliminová) a pod ním tmavý pyroxenický andezit. Pri styku morského tortónu s eruptívom nepozorovať žiadnu premenu sedimentov. Andezity z tejto oblasti patria asi spodnosarmatskej erupcii, ako ukazuje prítomnosť tufov v sedimentoch spodného sarmatu.

Kyslé eruptíva sú známe zo severnejšej časti panvy, kde tvoria drobné lokálne erupcie, i z oblasti zemplínskej. Pri Lesnom vystupuje granatický ryolit, zaradovaný do druhej vulkanickej fázy (J a n á ě k 1958). Prvá fáza v SV okrajovej časti panvy je známa už v morskom tortóne. Pri Michalovciach ryolit tvorí erupciu Hrádok a Biela hora, stratigrafická pozícia ktorej bola dokázaná prevítaním ryolitových prúdov a tufov v sarmate. Ryolit preráža súvrstvie vrchného brakického tortónu, vytvára postsedimentárnu tortónsku štruktúru, ktorá bola odkrytá v dôsledku denudácie sarmatu. Sarmat s polohami ryolitových prúdov a tufov vystupuje v širšom okolí od erupcie. Ryolitové erupcie neprejavujú žiadne pozitívne magnetické anomálie.

Výsledky prieskumu

Na gravimetrickej a magnetickej *elevácii Malčice* sa uskutočnili vrty do hĺbky 250–300 m, ktoré overili vulkanickú štruktúru. Štruktúra v pestrom súvrství pliocénu má tvar antiklinály, porušenej malčickým zlomom. Hlboký vrt Malčice-1 prevítal súvrstvie pliocénu, vrchného a stredného sarmatu, vrchnú časť spodného sarmatu a v hĺbke 1303–2205 m hrubé polohy andezitových prúdov a tufov, pod ktorými leží bazálny sarmat (vrt dosiahol hĺbku 2700 m a je situovaný asi 2 km od vrcholu andezitovej erupcie). Zistili sa tu slabé prejavy plynu pod vulkanitmi v súvrství „brakického tortónu”.* Nad andezitmi v sarmate neboli pozorované žiadne stopy živíc. Pionierskym vrtom Malčice 3 od hl. 62–148,10 m sa zistili štrky, piesky, silne tmelené kemitým tmelom a v spodnej časti polohy čistého kremeňa (chalcedónu) s vložkami prekremených tufitov. Kremeň je šedý alebo bezfarebný, priesvitný, považovaný za produkt postvulkanickej terminálnej fázy neurčitého veku. Jeho súvislosť s malčickou vulkanickou erupciou nie je jasná. Pre veľké straty výplachu a tvrdosť horniny vrt bol predčasne zastavený v hĺbke 148,10 m.

Elevácia Veľké Kapušany-Beša bola zistená gravimetrickým a magnetickým meraním; seizmický prieskum sa uskutočnil iba orientačne. Na overenie vulkanickej štruktúry bolo odvítaných 16 štruktúrnych vrtoch do hl. 300 m a jeden do hl. 513 m. Vrtmi bola potvrdená štruktúra v pliocéne, ktorá tvorí antiklinálu, porušenú kapušianskym zlomom. Zistilo sa tu súvrstvie pliocénu a vyššieho sarmatu; spodný sarmat ani andezity vrt nezasiahol.

Elevácia Bačka, identifikovaná gravimetrickým a seizmickým prieskumom, bola overená 6 vrtmi do hĺbky cca 600 m; najpravdepodobnejšie vznikla v naj-

* Pozn. autora: V poslednej dobe zaradovaného do hlbšieho spodného sarmatu.

vyššom sarmate, resp. pliocéne. Štruktúra má charakter antiklinály, porušenej trebišovským zlomom (karpatského smeru), vysledovaným medzi vrtmi Čierna n/Tisou V a VI. Vrtom Čierna n/Tisou IV v hĺbke 500 m bol navŕtaný tmavý pyroxenický andezit, čiastočne propylitizovaný, ktorý sa vylial po usadení vrchného brakického sarmatu. Jeho stratigrafická pozícia vzhľadom na faunisticky sterilné nadložie je nejasná; zastupuje asi najvyšší sladkovodný sarmat, resp. pliocén.

Na vulkanickej andezitovej štruktúre *pri Kráľovskom Chlmci* sa uskutočnil gravimetrický a magnetický výskum a orientačný štruktúrny prieskum do hĺbky 300–600 m. Vrtmi na svahoch andezitovej erupcie sme zistili, že pliocén smerom k vrcholu erupcie vyklíňuje. SV od erupzív sa nachádza zlom karpatského smeru s úklonom k SV. Táto poklesnutá kryha SV od Kráľovského Chlmca bola identifikovaná štruktúrnymi vrtmi.

Povrchová andezitová vulkanická štruktúra *Sírník a Hraň* je málo preskúmaná (odvŕtaných asi 20 plytkých vrtov). Vulkanická erupcia je v pásme karpatských zlomov, ktoré pokračujú od Trebišova smerom k Hrani. Na SV časti za riekou Ondavou pravdepodobne v poklesnutej kryhe sedimentoval spodný sarmat. Na vyššej kryhe asi 1500 m JZ od andezitov v súvrství vrchného morského tortónu sa zistilo bohaté spoločenstvo bolivino-buliminovej zóny.

Na vulkanickej ryolitovej štruktúre *pri Lesnom* boli navŕtané v súvrství spodného šedého sarmatu 20–30 m hrubé polohy svetlošedých ryolitových tufov s prúdom granatického ryolitu. Ryolitové erupcie pri Lesnom sú spodnosarmatského veku. Podľa Starobovej prvé ryolitové erupcie v tejto oblasti sú už vrchnotortónske. Podľa výsledkov štruktúrneho prieskumu do spodného sarmatu zaraďujeme aj ryolitové erupcie *od Michaloviec* (Hrádok a Biela hora).

Perspektívnosť vulkanických štruktúr

Prejavy plynu zistené v spodnom sarmate naznačujú určitú perspektívnosť pre prieskum nafty a plynu v štruktúrach, viazaných na sarmatské andezitové erupcie, prerážajúce sedimenty morského i brakického tortónu. Predpokladáme, že migrácia a akumulácia živíc pokračovala i v sarmate, čo dokázali aj vrty Z od Trebišova (Plechotice) a r. 1963 i hlboký prieskum na elevačnom pásme Stretava. Vo vrte Stretava-3 vo vrcholovej časti spodného sarmatu bol navŕtaný piesčité komplex, sýtený gazolinickým plynom s potenciálnou produkciou 200 000 až 1 000 000 m³/24 hod. Ide o prvé pasce plyných živíc v súvrství sarmatu s hospodárskym významom. Podľa toho usudzujeme, že vulkanické spodnosarmatské andezitové štruktúry môžu byť nádejné.

Kyslé erupcie v tortóne a čiastočne i v sarmate vytvárajú elevačné štruktúry malého rozsahu. Ovplyvnili migráciu živíc v brakickom tortóne, avšak možnosti ich akumulácie boli nepriaznivé. Nedostatočné utesnenie kolektorských hornín

v brakickom tortóne vplyvom intenzívnej a detailnej tektoniky spôsobilo vymigrovanie živíc a degradáciu štruktúry tohto typu (hlavne u elevácií Lesné, Hrádok a Biela hora).

Záverom nutno uviesť, že tieto štruktúry v porovnaní s nevulkanickými tektonickými štruktúrami sa javia nateraz ako druhoradá. Objasnenie nádejnosti vulkanických štruktúr si iste i naďalej zaslúži našu pozornosť.

Lektoroval inž. J. Slávik.

*Československé naftové doły, n. p.,
prieskumný závod Michalovce*

LITERATÚRA

- [1] Blížkovský M., 1960: Závěrečná zpráva o gravimetrickém průzkumu v roce 1959. Východoslovenský neogén — jižní část. Rukopis; Archív Geofyziky Brno. — [2] Blížkovský M., 1951: Detailní gravimetrický průzkum v severní části Potisské nížiny r. 1960. Rukopis; Archív Geofyziky Brno. — [3] Brodňan M. a kol., 1959: Stratigrafia neogenných sedimentov ložiska Hnojné na základe nových poznatkov. Geol. práce, Zošit 52. Bratislava. — [4] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Časopis pro mineralogii a geologii č. 4. Praha. — [5] Buday T., 1960: Vysvětlivky pro list generální mapy Košice (Sedimentární neogén). Rukopis; archív ÚÚG Praha. — [6] Čech F., 1959: Geologická stavba západnej časti Podvihorlátskej uhoľnej panvy. Dizertačná práca; katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava. — [7] Čechovič V., 1960: Vysvetlivky k prehľadnej geolog. mape 1 : 200 000, list Trebišov. Rukopis; GÚDŠ Bratislava. — [8] Čverčko J.—Đurica D., 1951: Zpráva o štruktúrnem prieskume v oblasti Stretava — Pavlovce. Rukopis; archív ČND Hodonín. — [9] Čverčko J.—Đurica D.—Rudinec R., 1963: Niekoľko poznámok k veku uhoľnej série v Podvihorlátskej uhoľnej panve. Geologické práce, Zprávy 30, Bratislava. — [10] Đurica D., 1958: Zhodnocení strukturního průzkumu v oblasti Velké Kapušany a ideový návrh hlubinné sondáže. Rukopis; archív ČND Hodonín. — [11] Janáček J., 1958: K otázce stáří a vzniku pozdišovské šterkové formace na východním Slovensku. Geol. práce, Zošit 15, Bratislava. — [12] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [13] Janáček J., 1959: Současný stav a perspektiva průzkumu živíc na východním Slovensku. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [14] Janáček J., 1960: Některé nové poznatky z neogénu Zakarpatské Ukrajiny. Rukopis; archív ČND Hodonín. — [15] Janáček J., 1961: Vysvětlivky geol. mapy 1 : 50 000, list Michalovce (M-34-116-D). Rukopis; GÚDŠ Bratislava. — [16] Janáček J.—Kocák A., 1959: Zpráva o seismickém a strukturním průzkumu oblastí Pozdišovce na východním Slovensku s návrhem a plánem hlubinného průzkumu. Rukopis; archív ČND Hodonín. — [17] Janáček J.—Pagáč I., 1961: Zhodnocení průzkumu elevačních oblastí Albínov, Trhovište, Pozdišovce z hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků. Rukopis; archív ČND Hodonín. — [18] Kocák A., 1961: Výsledky a úkoly geofyzikálního průzkumu ve východoslovenské neogenní pánvi. Prednáška naftovo-geolog. konferencie v Herľanoch, 1961. Archív ČND Hodonín. — [19] Kocák A. & kol., 1950: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu na východním Slovensku. Rukopis; archív ČND Hodonín. — [20] Man O., 1960: Závěrečná zpráva o detailním magnetickém průzkumu v roce 1959. Východoslovenský neogén — jižní část. Rukopis; archív Geofyziky Brno. — [21] Man O., 1961: Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu ve VSN v roce 1960. Rukopis; archív Geofyziky Brno. — [22] Pantl V.,

1958: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu v r. 1957. Východoslovenský neogén, Rukopis; archiv Geofyziky Brno. — [23] Seneš J., 1960: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape, list Čierna n/Tisou (1 : 200 000). Bratislava. — [24] Seneš J.—Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geologické práce, Zoš. 46, Bratislava. — [25] Slávik J., 1956: Poznámky k vulkanologickému a tektonickému vývoju vulkanického masívu Vihorlat. Geologické práce, Zprávy 7, Bratislava. — [26] Šeremeta V. G., 1958: Stratigrafja pannonskich otloženij Zakarpatija po faune ostrakod. Lvov.

DUŠAN ĐURICA

VULKANISCHE STRUKTUREN IM OSTSLOWAKISCHEN NEOGENEN BECKEN

Vulkanische Strukturen sind im ostslowakischen neogenen Becken an lokale syn- und post-sedimentäre Vulkaneruptionen gebunden und aus sauren und basischen Laven gebildet. Diese Eruptionen sind an bedeutende Längs- (karpatische) und Querstörungen gebunden, besonders dort wo diese beiden Systeme kreuzen. Hingegen die N-J Störungen spielten bei den Eruptionen keine Rolle (J. Janáček 1960). Bei der Bewertung der vulkanischen Strukturen für die Zwecke der Erdöl-Aufsuchung muss man ihre Genese, Form, Art und Weise der Lavaausgänge in Erwägung ziehen. Vom genetischen Standpunkt aus unterscheiden wir syn- und postsedimentäre Strukturen. Von synsedimentären Eruptivkörpern werden die primär hangenden Ablagerungen emporgehoben, während die postsedimentären Eruptionen meistens die ganze Beckenfüllung bis zur Oberfläche durchstießen (oder bilden Intrusiva).

Bei der Erdöl-Forschung können die Elevationsstrukturen mit syn- und postsedimentären vulkanischen Körpern, überdeckt von jüngeren Schichten, gewisse Bedeutung haben. Von den postsedimentären kommen nur untersarmatische und ältere Strukturen in Betracht. Zu den wichtigsten solchen Strukturen kann man die bedeckte Strukturelevation von Malčice, Velké Kapušany und einige lokalen Elevationen an dem NE Abhang der liegenden Zempléner Insel zählen. Die oberflächlichen Eruptionen, z. B. Sírnik, Hraň, Kráľovský Chlmec sind in dieser Hinsicht ohne Bedeutung.

LUDOVÍT IVAN

ÚVAHY O HRANICI TORTÓN-SARMAT VO VÝCHODOSLOVENSKOM NEOGÉNE

Stratotyp tortónu stanovili Ch. Mayer-Eymar (1857) a po vymedzení stratotypu sarmatu E. Suessom (1866) považovala sa hranica medzi oboma útvarmi za jasnú. Sarmat sa definoval ako brakické súvrstvie, ktoré leží priamo nadorskými vrstvami (tortónu). Nad sarmatom podľa Suesa (1866) ležia usadeniny jazerného pôvodu. Podrobnejšiu stratifikáciu tortónu a sarmatu rozpracoval z Viedenskej panvy na základe mikrofosílií Grill (1941, 1943). O jeho práce sa opierala aj stratifikácia tortónu a sarmatu na našom území (najmä však mikropaleontológia).

Grillova práca spresnila charakteristiku najvyšších horizontov tortónu, ale najmä jeho „brakischer Einschlag“ dal možnosti k úvahám o výskyte brakického tortónu na území ČSSR. Hranicu tortón-sarmat kládol Grill (1941) medzi zónu najvyššieho tortónu s *Rotalia beccarii* (*Ammonia beccarii*) a *Nerita picta* a medzi najspodnejší sarmat s brakickou faunou *Rotalia beccarii*. Potom nasledovala zóna s veľkými elfídiami. Priamym impulzom pre konštatovanie zbrakizovaných polôh vo vrchnom tortóne na východnom Slovensku akiste bola publikácia Csepreghy—Meznericsovej (1950), v ktorej opisuje vrchnortónske brakické fauny z lokality Hidas z južného Maďarska, z pohoria Mecsek. Aj článok A. Pappa (1952) o rozšírení a vývoji rodu *Clithon* poskytol podnet pre závery na určenie brakického tortónu na východnom Slovensku.

Vývoj brakického a sladkovodného vrchného tortónu na vých. Slovensku spomínajú hlavne Seneš a Švagrovský (1957), neskôr sa k ich koncepcii pripojil Janáček (1959) a vymedzil brakickú slienitú sériu vrchného tortónu (o mocnosti až 1600 m). Na základe vlastných výskumov východoslovenského neogénu nazdávam sa, že koncepcia spomenutých autorov neodpovedá všade skutočnosti.

Treba však dodať, že počas geologických výskumov v súvislosti s otázkou, či ide o brakický alebo sladkovodný vrchný tortón sa vyskytli hlavne pri vrtných prácach mnohé prekvapenia. Tak napríklad v oblasti Dargova bol pod súvrstvím, najprv určeným ako sladkovodný tortón, vrtnými prácami overený spodný brakický sarmat. Podľa J a n á č k a (1959) na vrte Michalovce I určila B. Kudláčková pod transgresívnym spodným sarmatom ešte 100 m nižšie asociáciu sarmatských mikroorganizmov. Tieto fakty, ako aj zistenie brakického spodného sarmatu priamo nad morským tortónom (I v a n 1963) v JZ časti Potiskej nížiny priviedli ma ku kritickému prístupu koncepcie o jestvovaní brakického a sladkovodného vrchného tortónu ako zásadného stratigrafického členenia, platiaceho pre celý tortón východného Slovenska. V tomto príspevku uverejňujem výsledky, týkajúce sa najmä hranice tortón-sarmat zo študovaného územia a porovnávam s výskumami susedných území (Maďarska, Zakarpatskej Ukrajiny a Poľska).

V rokoch 1961 a 1963 som študoval neogén SZ a Z od Zemplínskych vrchov. Tu morský vývoj tortónu prechádza do spodného brakického sarmatu bez litologickej zmeny. Oba stupne dajú sa však veľmi dobre oddeliť podľa makro i mikrofauny (I v a n 1963). V študovanej oblasti som neogén rozčlenil na: 1. morský tortón, 2. brakický spodný sarmat, 3. vyšší sarmat.

Morský tortón leží transgresívne a diskordantne na paleozoiku Zemplínskeho ostrova. Transgresívna poloha je tenká (len niekoľko dm). Úlomky a valúniky v nej pochádzajú z hornín paleozoika. Nad ním leží monotónne súvrstvie sivých, jemne piesčitých slienitých ílov s ojedinelými tenkými polohami slieňovcov, patriace tortónu. Toto súvrstvie je pretkávané niekoľkými tenkými polohami silne bentonitizovaných tufitov a bentonitov. Podľa rozborov mikrofauny z vrtnu Tai₁ (L e h o t a y o v á 1963) kladiem transgresívnu polohu a jej priame nadložie do vrchných horizontov spodného tortónu. V mikrofaune prevláda plankton z bentonických foriem *Valvulineria complanata* (O r b i g n y) (spodnotortónsku faunu našiel aj C í c h a 1960 v susednom území, v černochovskej priekopovej prepadline). Vo vrte asi 1,5 km od Veľkej Trne mal tortón mocnosť 57,50 m.

Zhruba podobný litologický i mikropaleontologický vývoj majú sedimenty tortónu vo vrte Zi₉ (černochovská priekopová prepadlina) a Zi₆ (Kašovská zátoka). Aj tieto vrty narazili na paleozoikum Zemplínskeho ostrova. Mocnosť tortónu vo vrte Zi₉ je 33,30 a v Zi₆ 77,10 m. Ďalšie vrty boli situované vo väčšej vzdialenosti od Zemplínskeho ostrova a prešli len cez najvyššie horizonty vrchného tortónu a to cez zónu bolivino-buliminovú (L e h o t a y o v á 1963). Vrchnotortónska makrofauna sa našla v niekoľkých vrtoch. Z makrofauny tu dominujú veľké kardiá z okruhu druhov *Cardium* (*Acanthocardium*) *andrusovi latecostatum* (S e n e š) a *Cardium andrusovi andrusovi* (S o k.), ktoré sa tu vyskytujú s marínnymi formami ako sú *Nucula* sp., *Pecten* sp., *Chlamys* sp., *Ostrea* sp.

Zaujímavý je profil vrtnu Mi₁₀ (Dvor Mária), ktorý dosiahol hĺbku 150 m. Až do hĺbky 30,00 m boli tufity a bentonity; od 30 m do 90 m sivé piesčité íly,

slienovce a piesky. V tomto súvrství sa vyskytujú zvyšky brakickej makro i mikrofauny spodného brakického sarmatu. Od 90 m až do hĺbky 150 m okrem už spomínaných veľkých kardií, vyskytovali sa najmä *Nucula* sp., *Anadara* sp., *Pecten* sp., *Chlamys* sp., *Ostrea* sp., *Cardium* sp., *Corbula* sp. (faunu z vrtu Mi₁₀ podrobne analyzuje Jiří Tejkal). Ostrá hranica bola v profile vrtu medzi najvyšším súvrstvím bentonitov a tufitov a medzi podloží, ktoré tvorí brakické súvrstvie (spodný sarmat). Medzi brakickým súvrstvím spodného sarmatu a morským súvrstvím nie je stratigrafický hiát, teda sedimentácia prechádzala plynule z tortónu do sarmatu.

Medzi sedimentmi tortónu a spodného sarmatu nepozorovať markantné rozdiely, ale podstatný rozdiel je vo faune. Tortón reprezentujú v okolí Zemplínskych vrchov pelitické sedimenty, hlavne sivé, jemne piesčité slienité íly. Súvislé polohy ílov, na ktorých spravidla nepozorovať vrstevnatosť, sú pretkávané tenkými polohami tufitov, bentonitov a pieskovcov. Len S od Kašova sú v íloch aj značnejšie polohy pieskovcov. Petrograficky, (K a r o l u s o v á 1962, 1963) sa miestami zistila prítomnosť vulkanického materiálu v tortónskych sedimentoch.

Skúsenosti pri aplikovaní faunistických kritérií vo vrchnom tortóne i publikované práce naznačujú, že Grillovo členenie (1943) pre Viedenskú panvu možno aplikovať aj na východoslovenský vrchný tortón — najvyššie horizonty. Jeho „brakischer Einschlag“ má opodstatnenie aj vo východoslovenskom vrchnom tortóne. Brakický vplyv pravda ešte neznamená brakické prostredie, pričom brakické prvky fauny nemusia nasadzovať v tom istom čase v celom priestore panvy. Aj na základe fauny, najmä mikrofauny, možno korelovať Viedenskú panvu s východoslovenskou. Podobne ako vo Viedenskej panve aj vo východoslovenskom vrchnom tortóne sa zistila na niekoľkých lokalitách charakteristická „rotálievová“ fauna. *Rotalia beccarii* je hojne zastúpená vo výplavoch. Podľa Grilla (1943) tento druh je vo vrchnom tortóne oproti sarmatským formám väčšieho veku.

V zmysle prác najmä Pappa & Turnovského (1961) a Pappa (1963) stratotyp tortónu sa podstatne líši v stratigrafickom rozsahu od pôvodného stanovenia Ch. Mayerom—Eymenom (1857), resp. od tortonianu severného Talianska. Jednou z najlepšie prebádaných oblastí tortónu je Viedenská panva, ktorá sa vlastne aj tradične považuje za typové územie. Vzhľadom na spomenuté rozdiely navrhli Papp & Turnovský (1961) miesto doterajšieho označenia tortón, nový názov *badenská séria*, ku ktorej sa zahrnujú aj ekvivalenty talianskeho elveziana, sčasti i langhiana (Congrès du Néogène Méditerranéen, Bern 1964). Pôvodný názov tortón v zmysle stratotypu sa mal používať pre vrchný tortón (zóna *Spiroplectamina carinata* a zóna *bolivino-buliminová*, včítane jej amoniových biofácií).

Členenie tzv. tortónu nie je ani tým definitívne. Napr. nové členenie neogénu vôbec navrhli Papp & Turnovský (1961), (in Papp 1964, str. 226) nasledovne:

označenie série

časová jednotka

panón }
sarmat }

messiniano

badenská série }
laaská série }
lužická série }

tortoniano-Elveziano

vrchný helvét

helvét-burdigal

eggenburgská série

burdigal

michelstettenské vrstvy

akvitán-chat

Brakický spodný sarmat bol na základe makro i mikrofauny (zóna veľkých elfídií; Lehota yová 1963) potvrdený vo vrte Mi-10 v hĺbke 30,00—90,00 metrov. Makrofaunu zastupujú hlavne: *Cardium* sp., *Abra* sp., *Ervilia* sp., *Modiolus* sp., *Mactra* sp., *Mohrensternia* sp., *Cerithium* sp. Dominantné postavenie majú kardiá a abry, len výnimočne sa objavujú preplavené úlomky organizmov z podložného tortónu (nie je vylúčené, že ide o reliktory morskej fauny).

Brakický spodný sarmat sa zistil aj v niekoľkých plytkých vrtoch SV od Michalan. Vo vzorkách z týchto vrtoch sa nenašla makrofauna. Lehota yová (1963) na základe mikrofauny potvrdila tu spodný brakický sarmat, reprezentovaný zónou veľkých elfídií.

Ide tu najmä o sivé jemne piesčité slienité íly a ílovito-piesčité sliene, s tenšími polohami slienovcov, tufitov a bentonitov. Častejšie sa vyskytujú aj polohy pieskov, poukazujúce na splytčovanie panvy. V masívnejších polohách ílov nepozorovať vrstevnatosť. Kde sa však striedajú pelitické vrstvičky s piesčitými, tam je aj vrstevnatosť výraznejšia.

Vyšší sarmat. Na spodnom brakickom sarmate leží ostro ohraničené súvrstvie tufitov a bentonitov. V bazálnej polohe v tufitoch a bentonitoch sú hojné valúniky a úlomky (až 4 cm veľké). Táto bazálna poloha má transgresívny charakter. Materiál valúnov a úlomkov je polymiktný, prevažne vulkanický. Hojné kryštály idiomorfného β -kremeňa poukazujú na súvis s kyslým vulkanizmom. Vyskytujú sa aj vo vyšších polohách súvrstvia, ktorého podstatnú časť tvoria tufity, tufy a bentonity, s tenkými polohami ílovcov, ílov, slienovcov, pieskovcov a lignitov. Podľa lignitov možno súdiť na sladkovodné prostredie. Zatiaľ sa v tomto súvrství nenašla charakteristická fauna. Stratigrafickou pozíciou, vývojom tufitov a lignitov pripomína tufiticko-lignitickú sériu (Janáček 1959). Zatiaľ ho začleňujem k vyššiemu sarmatu. V okolí Michalan dosahuje značné rozšírenie a jeho mocnosť smerom do stredu panvy stúpa.

Pracovníci geologického prieskumu Vranov (Harcek 1960—1962) zistili pyroklastiká s bentonitmi pri Lastovciach. Pyroklastické súvrstvie z Lastoviec a tufiticko-bentonitické súvrstvie z okolia Michalan sú stratigraficky, tektonicky i geneticky späté; tvoria jeden horizont. Ako som už uviedol, tufity sa vyskytujú

v spodnom i vyššom sarmate. Ich odlíšenie bude obťažné hlavne tam, kde obidve súvrstvia ležia nad sebou a obidve sú bentonitizované.

Seneš & Švagróvský (1957) považujú súvrstvie neogénu z okolia Mičalan za tortón a najvyššie horizonty neogénu za sladkovodný tortón, spestrený ryolitovými tufmi a tufitmi. Podľa týchto autorov „súvrstvie biofaciálne pestrého tortónu bolo navŕtané pri Mičalanoch, kde v rozpätí 80 m boli prevŕtané 4-krát striedavo sedimenty brakické s kardiami a sedimenty morské s rodmi *Schizaster*, *Dentalium* a *Amussium*. Celé súvrstvie ukazovalo silnú kyslú tufitickú prímes”. Tento iste interesantný geologický údaj sa nezistil v profiloch vrtovej GÚDŠ (1961–1963), ani GP, ktoré som mal možnosť prezrieť.

Slávik (1962) kladie bentonity z ložiska Lastoviec do spodného sarmatu. Keďže bentonity, resp. tufiticko-bentonitické súvrstvie ležia ostro ohraničené na spodnom brakickom sarmate, nepovažujem Slávikov názor za presvedčivý. Ryolitové tufity (a z nich vzniklé bentonity) sedimentovali už v sladkovodnom prostredí, na čo poukazujú aj vložky lignitov. Nie je vylúčené, že sedimentácia medzi spodným a vrchným sarmatom v strede panvy nebola porušená. V študovanej oblasti pri Zemplínskom ostrove má však začiatok sedimentácie tufiticko-bentonitického súvrstvia (vyšší sarmat) transgresívnu povahu. Popisované súvrstvie, ktoré zatiaľ kladiem do vyššieho sarmatu, je najmladším neogénnym súvrstvom v oblasti Zemplínskych vrchov.

Na maďarskom území, asi 10 km od nášho vrtu Mi-10 v obci Füzérradvány (v parku kaštieľa) vrt (400,10 m; Schréter 1942) prešiel prevažne šedými a tmavošedými ílmi, slienitými ílmi, tufitickými ílmi. V prevŕtanom súvrství je niekoľko polôh tufov, resp. tufitov rozličnej mocnosti. Schréter uvádza najmocnejšiu polohu tufov z hĺbky 285,30–316,50 m, ktorá patrí už tortónu. Majzon (1945) na základe mikropaleontologických rozborov kladie spodný sarmat od 6,00–47,00 m. Ostatné vrstvy až do ukončenia vrtu pokladá za tortón. Schréter (1942) však na základe makrofauny považuje za sarmat vrstvy až do hĺbky 145,00 m (okrem 6 m kvartéru). Potom podľa neho nasleduje morský tortón.

Ani jeden z oboch autorov nespomína ostrú hranicu medzi morským tortónom a spodným brakickým sarmatom, ani stratigrafický hiát; morský tortón prechádza do spodného brakického sarmatu bez prerušenia sedimentácie.

Schréter (1942) paralelizuje vrstvy spodného brakického sarmatu s ruským volhynom. Ryolitové tufy a tufity z oblasti blízko hraníc Maďarska považuje za mladšie ako sarmat prevŕtaný vo vrte v obci Füzérradvány. Podľa litologickej charakteristiky a vyhodnotenia fauny vrstvy z Füzérradványu možno paralelizovať s vrstvami z nášho vrtu Mi-10, najmä pokiaľ ide o hranicu morský tortón-brakický sarmat. Treba ešte poznamenať, že vo vrtných jadrách vo Füzérradványi sa brakická makrofauna objavuje prv (od 145,00 m) ako mikrofauna (od 47,00 m) (zaiste tu treba mať na zreteli aj techniku určovania). No, podobný jav konštatuje aj Kowalski (1958) v Poľsku a uvádza, že v bazálnych polohách sarmatských sydesmyových vrstvách (vrstvy s abrami), hoci sú už tam početné brakické makroorganizmy, sa nachádza ešte morská mikrofauna. Teda v týchto prípadoch sa objavuje makrofauna včiasie ako mikrofauna.

Na Zakarpatskej Ukrajine hranicu tortón-sarmat študovali na tzv. apšinskej sérii (svite). Korobkov (1951) ju považuje za najvyšší tortón, tvorený striedavo sa opakujúcimi zlepenkami, pieskovecami a ílmi. Griškovič (1956) pokladá abrové vrstvy [*Abra alba* (Wood), *Abra reflexa* (Eichw.), *Cardium inopinatum* (Grischk.)] za spodný sarmat, ležiaci na apšinskej

sérii, teda na vrchnom tortóne. Abrové vrstvy sú podľa neho najspodnejším horizontom sarmatu a tvoria hranicu oproti vrchnému tortónu. Kudrín (1957) rozčlenil apšinskú sériu na vrchný tortón (vrstvy bešikurské a vrstvy baševské) a spodný sarmat (vrstvy strembenské a vrstvy pregudské). Venglinskij (1958) dáva hranicu medzi tortónom a sarmatom na rozhranie vrstiev bešikurských a baševských.

Vjalov—Pišvanova—Petroškievič & Griškievič (1962) v zásade akceptujú názor Kudrína (1957) a rozdelili apšinskú sériu na darolinskú sériu (bešikurské a baševské vrstvy), ktorú začleňujú do vrchného tortónu a na dorobratovskú (strembenské a pregudské vrstvy), ktorú počítajú k spodnému sarmatu.

Interesantné výsledky o hranici tortón-sarmat získali v Poľsku, najmä pri štúdiu krakowieckich ílov, ktoré Kowalewski (1930) pôvodne začlenil do vrchného tortónu. Czarnocki (1930) a Kowalewski (1931) pokladali krakowiecke íly za buglov (vrchný tortón). Neskôr Czarnocki (1933, 1935) považoval krakowiecke íly a swietokrzyzský sarmat za tzv. prasaromat a začlenil ho do vrchného tortónu. Novšie Kowalewski (1958) kladie krakowiecke íly do buglova a počíta ich k spodnému sarmatu. Krach—Kuciński (1959) pokladajú buglov ešte za najvyšší podstupeň tortónu. Hoci ide geneticky o inú panvu, výsledky z výskumu poľského stredného miocénu sú zaujímavé aj pre nás.

Krakowiecke íly sú vyvinuté na značnej ploche a v karpatskej priehlbine sú až 550 m mocné. Problematické u nich bolo začlenenie polôh so zmiešanou faunou tortónu-sarmatu. Na južných svahoch Swietokrzyzských hôr a v severnej a v strednej časti karpatskej priehlbiny na vrstvách s pekténmi (Grabov) ležia bez ostrej hranice vrstvy brakické s abrami: Nepozorovať tu teda litologickú zmenu; rozdiely sú len vo faune. Pektény, resp. tortónske fauny nápadne miznú a namiesto nich sa objavujú abry, resp. brakické formy. Aj z mikrofaunistických rozborov vyplýva, že horizonty s abrami obsahujú sarmatské asociácie. Podľa Luczkowskej (1958) v oblasti poľského severného pobrežia miocénu končí tortón ílmi (Grabov) s bulimino-rotaliovými faunami. Nad nimi sa masovo objavujú prvky brakické.

K sarmatu počíta Kowalewski (1958) aj detritické sedimenty (piesky, pieskovce, zlepenice) na južných svahoch Swietokrzyzských hôr (začleňuje sem aj oblasti Vyšiny Lubelskej). Na Podkarpatsku sa detritické súvrstvie zistilo pri Przemysle. V detritickom sarmate sú vložky krakowieckých ílov, ktoré tvoria aj nadložie (Chmielnik). Aj uprostred krakowieckých ílov sú v spodných častiach tufiticko-bentonitické polohy. Detritické súvrstvie považuje Kowalewski za ekvivalent krakowieckých ílov a tortónske druhy v detritickej fáci (sarmatu) považuje za preplavené.

Z výskumov Kowalewského (1958) vyplýva, že medzi vrchným morským tortónom a spodným brakickým sarmatom, teda v Poľsku medzi pekténovými a abrovými vrstvami, nie je ostrá litologická hranica. Začiatok sarmatu naznačuje brakická fauna.

Kowalewského hranicu tortón-sarmat môžeme aplikovať na naše študované územie v oblasti Michaľan a na susedné územie v Maďarsku. Pri porovnaní výsledkov so Zakarpatskou Ukrajinou vynorujú sa rozdiely, lebo darolinská séria (vrchný tortón) zahŕňa súvrstvia morské, brakické i sladkovodné, ktoré sa dajú paralelizovať s Janáčkovým (1959) vrchným tortónom.

Mocnosť brakického tortónu vo východoslovenskom neogéne určená Janáčkom (1959) je značná (až 1600 m). Spresnenie hranice tortónu-sarmat by azda bolo možné na základe revízie brakického tortónu na niektorých výskytoch. Na mnohých miestach by sa iste posunula hranica buď k morskému tortónu, alebo aj k brakickému spodnému sarmatu. Príčiny týchto rozdielov sú rozličné. Možno

tu uvažovať aj o relatívnej stabilite oblasti Zemplínskych vrchov, resp. o mobilite iných oblastí. Počas sedimentácie vrchného tortónu vo východoslovenskom neogéne by boli potom predpoklady pre mohutné tektonické pohyby a vznik podmorského chrbta medzi tortónom v oblasti Michalán a tortónom, ktorý opisuje Janáček, prípadne o veľtoku, ktorý ústil do Janáčkovho brakického tortónu. Treba mať na zreteli aj to, že bulimino-boliminová zóna je ekvivalentom rotálievej zóny vo vrchnom tortóne. I keď rotálievé (ammoniové) asociácie by mohli signalizovať brakický vplyv, prípadne splytčenie, nijako nevyučujú marínne prostredie. Vynoruje sa aj možnosť resedimentácie, predovšetkým mikrofauny z tortónskych vrstiev, resp. vplyvy skrytej diskordancie.

Záverom podotýkam, že hranica medzi morským vrchným tortónom a brakickým spodným sarmatom v študovanom území v okolí Michalán je jasná, bola potvrdená makro i mikrofaunou. Východoslovenský neogén nie je predsa tak rozsiahlym územím, kde by sa mohlo uvažovať o značných paleogeografických, resp. klimatických zmenách v období vrchného tortónu. Preto som toho názoru, že hranicu medzi morským vrchným tortónom a brakickým spodným sarmatom postupne overia aj v ďalších rojónoch v podobnom vývoji, ako som ju konštatoval v okolí Michalán. Nazdávam sa, že ťažkosti pri kladení hranice tortón-sarmat budú hlavne tam, kde nie je vyvinutá charakteristická makro i mikrofauna, alebo kde sú súvrstvia faunisticky sterilné. V lokálnych podmienkach môže byť aj vývoj sedimentov odlišný; ťažko si však predstaviť, že by v tej istej neogénnej panve na pomerne malú vzdialenosť v jednej časti (Michalany) nebol brakický tortón vôbec zastúpený a v ďalšej oblasti (Sečovce-Michalovce) by dosahoval mocnosť až 1600 m.

Koncepciu o brakickom tortóne najnovšie narúša aj fakt, že z vrstiev pri obci Soľ určila Gašpariková (1963) morský vrchný tortón — zónu bolivino-buliminovú. To je v rozpore s názorom Seneša (1955), ktorý práve z jadier vrty zo Soli spomína brakickú makrofaunu vrchného tortónu (Senešova práca mala dokázať prítomnosť vrstiev tortónu v brakickej fácií na celom území východného Slovenska). Vidím teda, že doterajšia koncepcia a tým aj posudzovanie hranice tortón-sarmat, je značne otrásená. Pre spresnenie tejto hranice núka sa prijateľnejšie kritérium: výskyt skutočne nových prvkov vo faune a nie odumieranie ojedinelých prvkov. Prehodnotenie dosiaľ známych asociácií a nové zistenia iste pomôžu spresniť hranicu tortón-sarmat aj vo Východoslovenskej panve.

Predloženú prácu pokladám za impulz do diskusie, ktorá pomôže objasniť rozličné sporné otázky, resp. prinesie nové fakty.

Lektoroval dr. J. Tejkal.

Geofond, Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Alexandrovicz S., 1958: Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu slasko-kra-kowskiego. *Kwartalnik geologiczny*, tom 2, (p. 54-81) Warszawa. — [2] Cicha I., 1960: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech na listu gen. mapy Trebišov. Zprávy o geol. výzkumech v roce 1959, Praha. — [3] Csepregyhyné Meznerics I., 1950: Die tortonische Fauna von Hidas (Kom. Barany, Ungarn). Budapest. — [4] Dornič J., 1960: Zpráva o přehledném geologickém výzkumu neogénu východně od Slánského pohorí. Zprávy o geol. výzkumech za rok 1959, Praha. — [5] Ferenczy J., 1943: Geologische Verhältnisse des Zempléner Inselgebirges. Évi jelentése az 1939—1940-ról, Budapest. — [6] Forgáč J., 1962: Petrografické rozborý z neovulkanického komplexu na liste Borša — Úkol 02-A-V. Rukopis; Archív GÚDŠ, 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. — [8] Grill R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozäne des Wiener Beckens. Mitteilungen des Reichsamts für Bodenforschung, Wien. — [9] Griškevič G. H., 1956: Sarmatskije otloženiya Zakarpatskej oblasti USSR. *Geolog. sbor. Lvov. obšč.*, Lvov. — [10] Ivan L., 1962: Nálezová zpráva o ložisku bentonitov a bentonitizovaných tufitov v okolí Michaľan, okr. Trebišov. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Ivan L., 1964: Geologická pozícia perlitov v južnej časti Zemplínskych vrchov. GÚDŠ (v tlači). — [12] Ivan L., 1964: Poznámky k bentonitickým horninám v oblasti Michaľany—Veľká Tŕňa, okr. Trebišov. *Geol. práce, Zprávy* 35, Bratislava. — [13] Ivan L., 1963: Zpráva o ložiskách bentonitov v oblasti Michaľany a Luhyňa (okr. Trebišov). Archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu vých. Slovenska. *Geol. práce, Zošit* 52, Bratislava. — [15] Kirchner Z., 1956: Stratigrafia miocenu przedgórze Karpat Srodkowych na podstawie mikrofauny. *Acta Geol. Pol.*, Warszawa. — [16] Korobkov J. A., 1951: Molluski srednego miocena Marmorošskej vpadiny Zakarpatija. *Trudy Vses. neft. nauč. isled. geol. razv. instituta-Leningrad-Moskva.* — [17] Kowalewski K., 1958: Stratigrafia miocenu poludniowej Polski se szerególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia gór Światochrzyskich. *Kwartalnik geologiczny*, tom 2, Warszawa. — [18] Krach W., 1954: Charakterystyka faunistyczna miocenu wsi Makoszowy na Górnym Slasku. *Biul. Inst. Geológ.* 71, Warszawa. — [19] Krach W., 1958: Stratigrafia miocenu dorzecza górnej Odry i górnej Wisly oraz jej zwiasek z obszarem wschodnim. *Kwartalnik geologiczny*, tom 2, Warszawa. — [20] Krach W.—Kuciński: Neogén južného Poľska a príslých území. *Geologické práce, Zprávy* 15, Bratislava. — [21] Kudrin L. N., 1954: O konkskom gorizonte miocena. *Učen. zap. Lvov. univ., Geolog. s. vyp.* 7, Lvov. — [22] Kudrin L. N., 1957: O postavlennii miocenovych otloženíj Predkarpatija i centralnogo Predkavkazia. *Dop. inapov. Vyp.* 7, Lvov. — [23] Lehotayová R. H., 1963: Mikrofauna bentonitového ložiska z oblasti Michaľany. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [24] Leško B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. *Geologické práce, Zošit* 46, Bratislava. — [25] Luczkowska E., 1958: Mikrofauna miocénska przedgórze karpaciego. *Kwartalnik geologiczny*, tom 2, Warszawa. — [26] Majzon L., 1945: Foraminiferavizsgálatok a mélyfúrásí laboratóriumban. Évi Jelentési az 1936—1938-ról, Budapest. — [27] Mayer-Eymar Ch., 1857: *Essai d'un tableau synchronistique des terrains tertiaires d'Europe*, Zürich. — [28] Mayer-Eymar K., 1857—1858: *Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiärgebirge Europas*. *Verhandlungen der schweiz. Gesellschaft für Naturwiss.* — [29] Papp A., 1952: Über die Verbreitung und Entwicklung von *Clithon IV. pictus* und einiger Arten der Gattung *Pirenella* im Miocän. *Sitzungsber. d. österr. Akad. d. Wiss., Wien.* — [30] Papp A.—Turnovský K., 1961: Die Neu-Gliederung des Neogens im Wiener Becken. 2° Reunion del comitete neogene mediterraneo. Sabadell-Madrid. — [31] Papp A., 1963: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. *Mitteilungen der Geol. Ges. in Wien.* —

[32] Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Voľou na vých. úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. sbor. V/1, Bratislava. — [33] Seneš J.—Švagrovský J., 1957: Neogén vých Slovenska. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [34] Schréter Z., 1942: Füzérradvány környékének hidrogeológiai viszonyai. Évi jelentései az 1936—1938-ról., Budapest. — [35] Slávik J., 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne vých. Slovenska. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava. — [36] Sues E., 1866: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien. — [37] Sulimski A., 1956: Miliolidea tortonso-sarmackie z Suchamolí. Acta Palazont. Pol. 1, Warszawa. [38] Švagrovský J., 1960: Biostratigrafia a fauna mäkkýšov vrchného tortónu východného úpätia Slanských hôr. Geologické práce, Zošit 57, Bratislava. — [39] Venglinskij I. V., 1958: Foraminifery miocenu Zakarpatija. Akad. nauk Ukrainsoj SSR, Kyjev. — [40] Vjalov O. S., 1957: Neogennyje otloženija zapadnych oblastej USSR. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [41] Vjalov O. S.—Pišvanová L. S.—Petraškovič M. J.—Griškevič G. M., 1962: Schema stratigrafie miocena Zakarpatija. Bjull. M., otd. geologii, t. XXXVII 5, Moskva. — [42] Zapletalová I., 1959: Stratigrafie a biofaciální vývoj opěrného vrtu Sečovce 1 ve světle mikropaleontologického výzkumu. Rukopis; ČND, Hodonín.

LUDOVÍT IVAN

ZUR TORTON/SARMAT-GRENZE IM OSTSLOWAKISCHEN NEOGEN

Westlich und nordwestlich von Zemplínske vrchy (Berge) konnte ich den Übergang des marinen Torton ins brackische Sarmat ohne Unterbrechung der Ablagerung feststellen. Das Obertorton ist da in mariner Entwicklung vertreten, nicht aber in brackischer und Süßwasser-Entwicklung wie das Seneš & Švagrovský (1957) und Janáček (1959) behaupten. Im Raume Veľká Trňa — Michalany sind folgende Stufen vertreten: a) das marine Torton; b) das brackische Untersarmat; c) das höhere Sarmat in Süßwasser-Entwicklung.

Das marine Torton liegt diskordant und transgressiv auf den paläozoischen Schichten der Zempléner Insel. Die transgressive Lage erreicht nur eine kleine Mächtigkeit von einigen Dezimetern. Ihre Gerölle und Bruchstücke stammen aus dem Paläozoikum und Mesozoikum. Oberhalb dieser transgressiven Lage liegt eine monotone Schlichtfolge grauer, fein sandiger, mergeliger Tone mit vereinzelt dünneren Mergel-Einlagerungen. In der Torton-Schichtfolge sind einige dünne Lagen stark bentonitisierter Tuffite und Bentonite eingeschaltet. Der Mikrofauna nach (R. Lehotayová 1963) fällt die Transgression etwa ins höhere Untertorton. Die höchsten Lagen des Torton bildet die Bulimina-Bolivina-Zone, also das marine Obertorton, in der eine marine Makrofauna (*Chlamys* sp., *Pecten* sp., *Nucula* sp., *Anadara* sp., *Ostrea* sp., *Cardium* sp.) gefunden wurde.

Das brackische Untersarmat setzt ohne Unterbrechung der Ablagerung (aus dem marinen Obertorton) fort. Allerdings kann man die beiden Stufen (Torton — brackisches Sarmat) auf Grund der reichen Makro- und Mikrofauna gut unterscheiden. Nach R. Lehotayová (1963) ist das Untersarmat durch die Grosselphidien-Zone vertreten. Von der Makrofauna sind besonders die Vertreter der Gattung *Ervilia*, *Abra*, *Mastra*, *Cardium* und *Cerithium* häufig anwesend. Lithologisch ist das Untersarmat dem Torton ähnlich (nur findet man da auch die Sandlagen).

Das höhere Sarmat. Oberhalb der vorher beschriebenen Schichten lagert eine Schichtfolge, in der vor allem Tuffite und Bentonite vertreten sind (darum haben wir sie als *tuffitisch-benthonitische Schichtfolge* bezeichnet; Ivan 1962). Da sie auf dem Untersarmat ruht, dürfte sie jünger sein. Vorläufig konnten wir in dieser Schichtfolge keine charakteristische Fauna finden,

die uns ihre nähere Stratifizierung ermöglichen würde. Wir stellen sie daher bedingt zum höheren Sarmat. Es handelt sich da um Tuffite, Tuffe, Bentonite, dünne Lagen von Tonen, Tonmergeln, Sandsteinen und Ligniten. Diese Schichtfolge, die einen Süßwasser-Charakter trägt, stellt den höchsten neogenen Horizont dar.

Unsere Ergebnisse sind im guten Einverständnis mit Forschungen in benachbarten Ungarn (Z. Schrétér 1942; L. Majzon 1945), wie auch aus dem polnischen Obertorton und brackischen Untersarmat (K. Kowalewski 1958); die Grenze zwischen beiden Stufen kann man auch für unseren Fall anwenden. Gegenüber der westlichen Ukraina tauchen manche Unterschiede auf, da dort das Obertorton in mariner, brackischer und Süßwasser-Entwicklung vertreten sein soll (Vjalov-Pišvanova-Petraškovič-Griškovič 1962). Dies entspricht auf unserem Gebiet den Ansichten von J. Janáček (1959), der für das brackische Obertorton eine Mächtigkeit bis zu 1600 m (im Raume Sečovce-Michalovce) erwähnt.

Die Ursache dieser Unterschiede kann verschiedene Gründe haben. So könnte man eine relative Stabilität des Raumes von Zemplínske vrchy, bzw. grössere Mobilität der übrigen Gebiete in Erwägung ziehen (also eine lebhaftere tektonische Aktivität im neogenen Becken). Dann müsste man die Existenz einer Barriere zwischen dem Torton von Michalany und dem von Janáček beschriebenen Raume (Sečovce-Michalovce), bzw. eines Riesenzuflusses, der im Janáček's brackischen Torton mündete, annehmen.

Auch die Möglichkeit, dass die Bulimina-Bolivina-Zone eigentlich mit der Rotalia-Zone des Oberen Torton aequivalent ist, kann man nich ausser Acht lassen. Wenn auch die Rotalia-Vergesellschaftungen auf die Brakizisierung des Milieu hindeuten, schliessen sie auch das marine Milieu im Obertorton nicht aus. Aber auch Resedimentation, besonders der Mikrofauna aus älteren Schichtfolgen, kann man da nicht ausschliessen.

Aber im Wesentlichen ist der ostslowakische neogene Raum nicht so umfangreich; daher kann man da keine beträchtlichen paläogeographischen und klimatischen Veränderungen bzw. Unterschiede während der Ablagerung des Obertorton annehmen. Ich bin deshalb überzeugt, dass auch in übrigen Gebieten die Grenze Torton/Sarmat in ähnlicher Entwicklung sein wird, wie ich sie in der Umgebung von Michalany festgestellt habe. Stellenweise könnten gewisse Abweichungen auftreten, aber man kann sich kaum gut vorstellen, dass in demselben Becken auf ziemlich kleine Entfernung das brackische Torton an einer Stelle (Michalany) überhaupt nicht vertreten wäre und in anderem Teil (Sečovce-Michalovce) bis 1600 m mächtig ist.

JÁN ILAVSKÝ—JÁN KANTOR

PRÍSPEVOK KU GEOCHRONOLÓGII ŠIRŠIEHO OKOLIA KABULU
(AFGANISTAN)

Abstrakt. O geologicko-tektonickom vývoji územia Afganistanu jestvuje pomerne málo prehľadných prác, ktoré zväčša vôbec nie sú doložené ani geologickou alebo tektonickou mapkou. Prvá geologická mapka bola publikovaná až r. 1959 v mierke 1 : 6,000 000 (Ecafe, 1959*). Prehľad názorov o geologicko-tektonickom vývoji zeme, problémoch magmatizmu a metalogenézy podáva v osobitnom príspevku J. Ilavský. V tejto práci podávame výsledky našich, hlavne geochronologických výskumov, ktoré spresňujú doterajšie poznatky o študovanom území.

V súčasnom období, keď sa v Afganistane začína prvá etapa prehľadného, regionálneho mapovania, môžu naše výsledky pomôcť riešiť niektoré teoretické i praktické otázky v súvislosti s výskytom rudných surovín.

Geológia širšieho okolia Kabulu

Počas cesty v Afganistane študovali sme niekoľko rudných revírov v širšom okolí Kabulu, oboznámili sme sa s ich geologickou stavbou pochôdzkami v teréne i na základe literatúry a odobrali sme z nich študijné vzorky, ktoré sme u nás analyzovali. Takto sme študovali oblasť Kašmundského pohoria S od Dželalabádu vo východnej provincii, ložiská Pb-Zn rúd Farandžal v povodí rieky Ghorband na južných svahoch Hindukuša, niekoľko siderit-sulfidických a pegmatitových zrudnení v oblasti horného toku rieky Pandžír v Hindukuši a napokon výskytu impregnačných mednatých zrudnení v okolí prielomu Sisi-Tangi a obce Ainak v povodí rieky Logar JV od Kabulu (pohorie Siah-Koh). Pri terénnych pochôdzkach nás s veľkou ochotou doprevádzali afgánski geológovia a banskí inžinieri páni Goulam Ali Chan, Said Hashem Mirzad a Ahmad Ali Akefi, ktorým i touto cestou vyslovujeme srdečnú vďaku za ich spoluprácu, informácie a vzorky.

* Economic Commission for Asia and Fare East.

Kašmundské pohorie S od Dželalabádu

Územie, zaznačené v starých mapách z r. 1913 ako Kashmund Range, leží S od rieky Kabul a Z od rieky Kunar, ktoré sa pri Dželalabáde spájajú. Ide teda o územie JZ časti starej provincie Kafiristan, neskôr premenovanej na Nuristan (vrchovitá časť horskej sústavy Siah-Koh pozdĺž pakistanských hraníc). Západne od Dželalabádu a J od rieky Kabul sa rozprestiera už iná horská sústava — Safed-Koh.

Prvé výskumné zprávy z tohto územia pochádzajú od O. Herbordta (1925), neskoršie D. M. Lemmona (1950) a Goulam Ali Chana (1953). Kratšie zmienky o geológii územia nachádzame však aj v prácach ďalších autorov (H. Hayden 1909, 1904, F. Furon 1924, 1926; M. S. Krishnan 1949; A. Desio 1960; G. Mennessier 1951), ktorí porovnávajú okolie Dželalabádu s inými podobnými oblasťami.

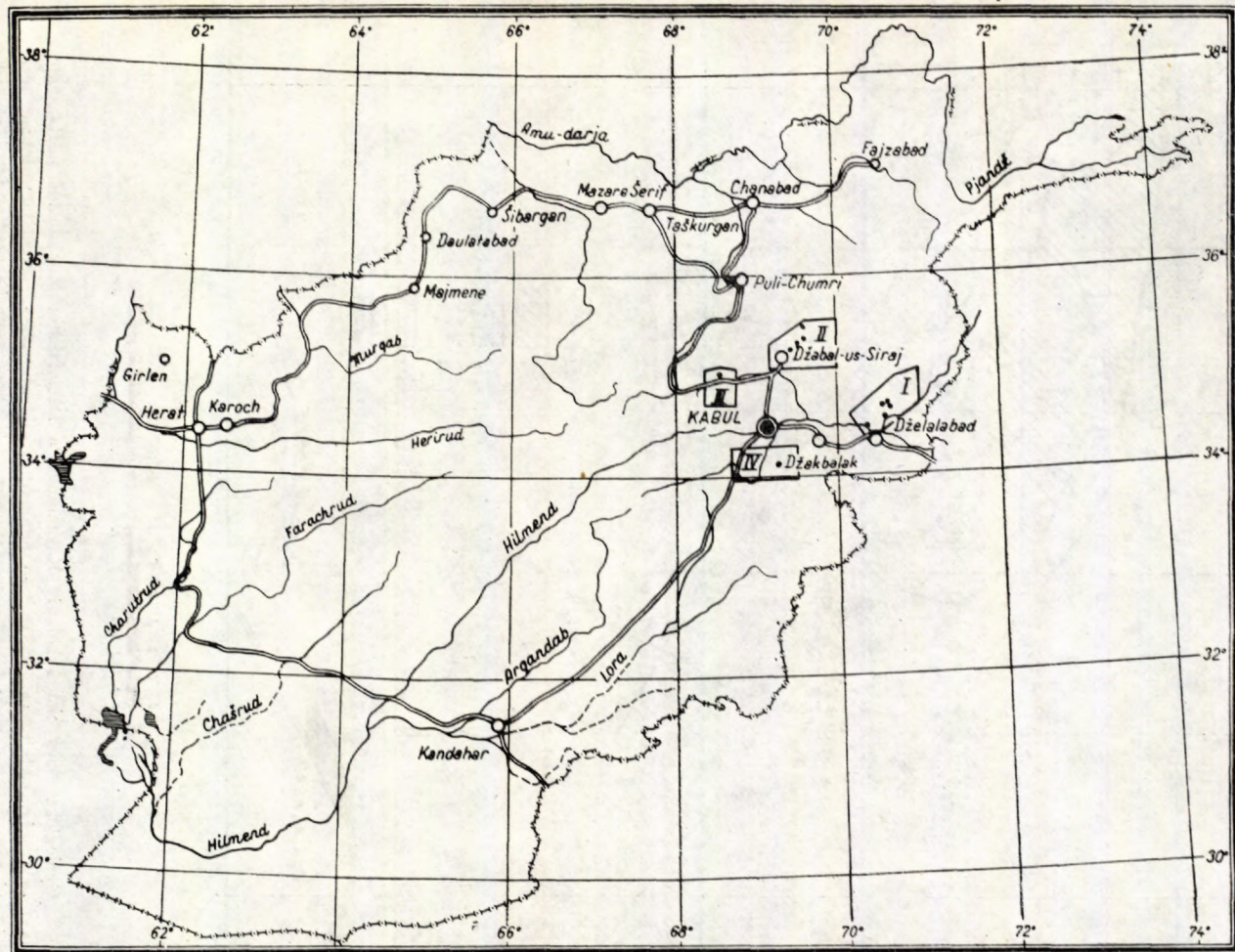
Komplexy hornín tohoto územia sa v literatúre označujú ako kryštalické bridlice typu rúl, amfibolických rúl, fylitov, kryštalických vápencov. Podľa O. Herbordta (1925) zastupujú sčasti archaikum, sčasti paleozoikum; vo vápencoch našiel krinoidy a priradil ich do karbónu. M. S. Krishnan (1949) paralelizoval toto územie s blízkym Kašmirom a jeho horniny považoval za ekvivalent Salkala série, na ktorej tam leží faunisticky preukázané kambrium. Komplexy týchto metamorfítov prerážajú masívy amfibolických granitov, ktoré Krishnan považoval za paleogén na základe toho, že v blízkom Kašmíre v povodí rieky Burzie prerážajú podobné granity sedimenty kriedy. Goulam Ali Chan ich na svojej rukopisnej mape (viď obr. 2) označil tiež ako možné alpínske. V geologickej mape Ecafe (1. c.) sa kryštalinikum tejto oblasti nediferencovane označuje ako prekambrium až paleozoikum a granitoidy bez bližšieho zaradenia.

Kryštalinikum Kašmundského pohoria možno rozčleniť v zmysle Goulam Ali Chana na tri zóny: zónu migmatitov v centrálnej časti pohoria, prechodnú zónu mezometamorfítov (rúl a parabridlíc) a okrajové pásmo epizonálne metamorfovaných bridlíc pozdĺž rieky Kunar. Toto územie sme pretúrovali z Dželalabádu do obce Shewa a odtiaľ cez Barkot až na ložisko pegmatitov v Surror-Darra.

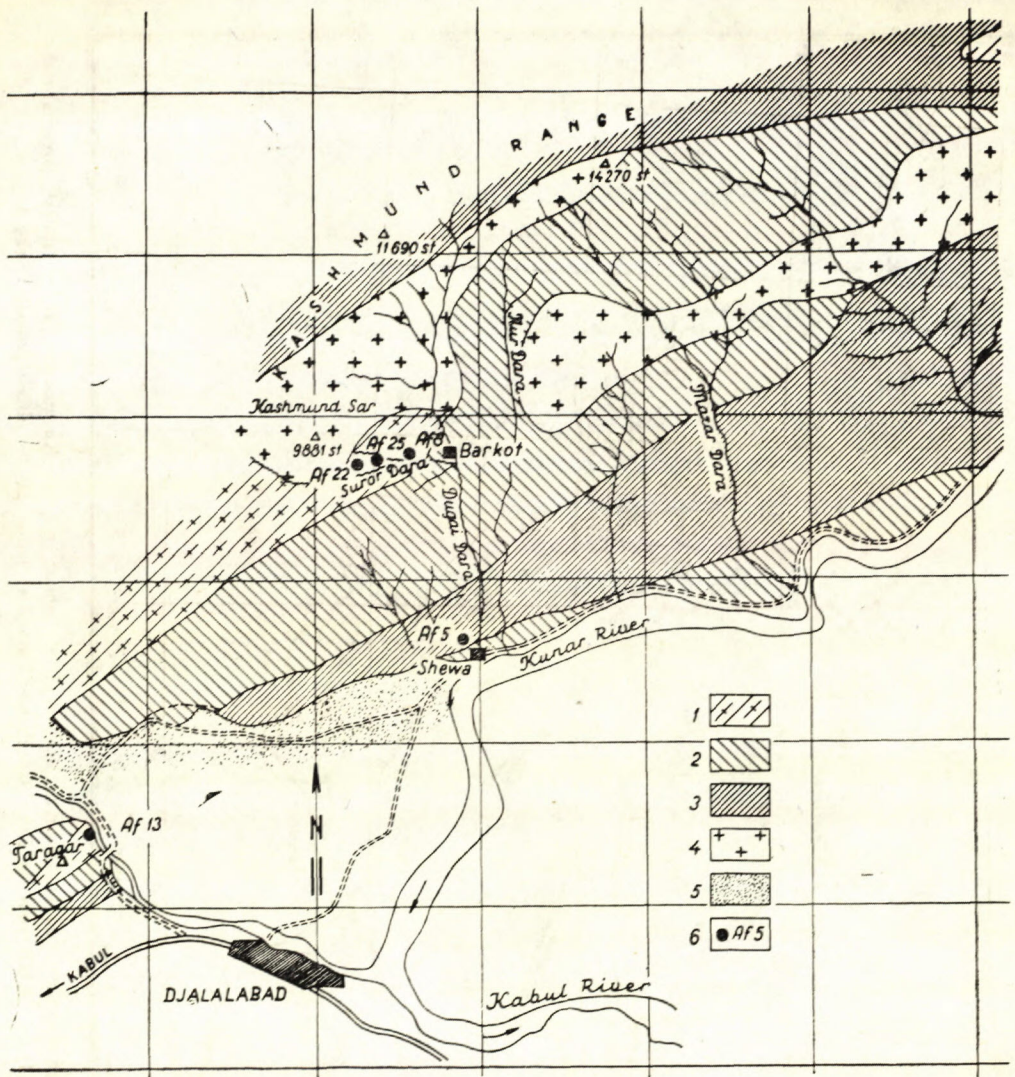
Zóna migmatitov v centrálnej časti pohoria (široká 5–8 km) tiahne sa od rieky Kabul ku Barkotu, kde je prerušená malými batolitmi granitov. Komplex pozostáva z hybridných migmatitických hornín s prevládajúcou ortozložkou, v ktorej sa nájdú občas aj xenolity čiastočne asimilovaných pôvodných sedimentov a bázických vyvrelín. Xenolity majú charakter biotiticko-muskovitických rúl. Bázickejšie členy predstavujú amfibolity a amfibolické bridlice. Hlavná masa má však charakter migmatitov, miestami okatých ortorúl, žulorúl, teda typických asimilačných hybridných hornín. Tieto horniny sa vyskytujú aj v prelome rieky Kabul cez masív Taragar asi 1 km SZ od Dželalabádu (vzorka č. Af. 13).

Neseparovanú vzorku tohto migmatitu sme skúmali A/K-metódou. Pre vyhodnotenie sme používali konštanty $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10} \cdot r^{-1}$ a $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \cdot r^{-1}$. Obsah K činí 4,38 %, obsah A $0,618 \cdot 10^{-5}$ cc/g, čo odpovedá veku metamorfózy u tejto horniny T — 36 miliónov rokov, t. j. paleogénu.

Hlavné minerály migmatitov sú: kremeň, ortoklas, mikroklin, plagioklasy,



Obr. 1. Geografické rozmiestnenie študovaných úsekov: I — oblasť pohoria Kashmundu, II — oblasť povodia rieky Pandjir, III — oblasť povodia rieky Ghorband, Farandjal baňa, IV — oblasť povodia rieky Loggar.



Obr. 2. Geologická skica okolia pohoria Kashmundu a Džalalabádu (spracované podľa mapy 1:10 000 — Goulam Ali Chan 1953). 1 — migmatity, ortoruly, 2 — mezometamorfované série (báziká, sedimenty), 3 — mezo až epimetamorfované série, 4 — alpske granitoidy, 5 — sedimenty terciéru, 6 — miesta odberu vzoriek.

biotit; vedľajšie: amfibol, muskovit; akcesórie: zirkón, apatit, turmalín, rutil, tita-
nomagnetit.

V zóne migmatitov bývajú vyvinuté mohutné žily a žilníky pegmatitov, nápadné
svojou svetlou farbou i morfológicky ako valy. Takéto pegmatitové pásмо býva
niekoľko stoviek metrov široké a tvorí 10–15 i viac žíl (o mocnosti 20–30 cm
až 1–1,5 m), ktorých ohraňenie voči okoliu býva ostré. Tvar pegmatitových žíl
je nepravidelný až na niekoľko stoviek metrov, pričom celé pásмо je viac desiatok
km dlhé. Hlavné minerály výplne pegmatitových žíl sú mikroklin, muskovit,
kremeň, turmalín, v niektorých úsekoch pristupuje vo väčších množstvách beryl,
niobit-tantalit a spodumen. Zákonitosti priestorového rozmiestnenia jednotlivých
minerálov nie sú zatiaľ objasnené.

Mikroklin je hlavným minerálom pegmatitových žíl okolia Surror Darra (vz. č. Af. 22).
Tvorí veľké, tabuľovité, idiomorfne obmedzené kryštálové agregáty, miestami poprerastané musko-
vitom, hlavne po štiepných trhlinkách a medzikryštálových štrbinkách, prípadne tiež mladším
mikroklínom v podobe nepravidelných žiliek. Mikroklin obrastá veľké, čierne až čiernehoedé
kryštálové individuá skorylu. Veľké hniezda a zhluky v ňom tvorí číry až biely, skoro priezračný
kremeň (kryštál). Druhou varietou je mliečne biely, neprehľadný kremeň, vytvárajúci s mikro-
klínom typické písmenkové zasty.

Mikroklin až mikroklin-pertit má bežné optické vlastnosti s typickými mriežkovitými štruktú-
rami. Občas v mikrokline vidno drobné, nepravidelné zrnká, alebo agregáty albitu a apatitu.

Chemickou kvantitatívnou analýzou mikroklinu (vyhotovil P. Lešták, V. Šaturová a E. Jirásková,
GÚDŠ) sa zistili tieto obsahy jednotlivých kyslíčnikov: SiO₂ – 64,5 %, Al₂O₃ – 19,84 %,
Fe₂O₃ – 1,10 %, CaO – 0,56 %, MgO – 0,47 %, K₂O – 11,73 %, Na₂O – 2,46 %, MnO – 0,02 %, P₂O₅ – 0,14 %, TiO₂ – %; spolu – 100,82 %. Spektrálnou semikvantita-
tívnou analýzou (G. Kupčo) sa okrem toho zistili stopové prímеси (0,01–0,001 %) Pb, Ga, Ni,
Ba, Sr, Cr a (0,001–0,0001 %) Cu.

Výsledok chemickej analýzy poukazuje na úbytok draslíka v mikrokline zrejme v dôsledku prí-
tomnosti albitu, ktorý vznikol na jeho úkor. Aj výskyt apatitu je príčinou zníženia obsahu K.

Z mikroklinu sme vyhotovili aj geochronologickú analýzu A/K metódou a zistili hodnoty pre
K 10,03 % a pre A 0,606 · 10⁻⁵ cc/g. Z týchto hodnôt vyplýva, že mikroklin z pegmatitovej žily na
Surror Darra má vek T – 27 miliónov rokov. Vzhľadom na pôvod mikroklinu z pegmatitu je
relácia k absolútnemu veku migmatitu od Taragaru (36 miliónov rokov) úmerná.

Beryl je na pegmatitových žilách Kašmundského pohoria dosť častý. Jeho priame uloženie
na pegmatitovej žile sme nemali možnosť vidieť. Vzorky v sklade predstavujú často mohutné
prizmatické kryštály s idiomorfným obmedzením. Na vrchnom póle bývajú hranoly berylu
ukončené šesťbokými pyramídami, alebo plochou spodovou. Priemery kryštálov bývajú 10–30 cm,
dĺžka max. 1 m!

Beryl býva šedobiely, so slabým zelenkastým odtieňom. Vryp má biely, je matný, slabo lesklý,
ryhovanie náznakovité. V mikroskope na reze kolmom k osi C sa monokryštál berylu zdá byť zlo-
žený z nepravidelne obmedzených políčok, opticky jednotne orientovaných. Nepravidelné pukliny
vyplňajú sludy, živce a kremeň. Druhý typ uzavrenín predstavujú ihličkovité minerály (tiež
sludy) v troch na seba diagonálnych smeroch.

Spektrálna polokvantitatívna analýza (G. Kupčo) priniesla tieto výsledky: Si, Al: 100–10 %;
Fe, Be: 10–1 %; Cr, Ca: 1–0,1 %; Pb, Cu, Zn, Na, Mn: 0,1–0,01 %; Ga, Mg, V, Ti, Ba,
Ni: 0,01–0,001 %; Sn, Ag, Sr: pod 0,001 %.

Z toho vidno, že beryl okrem hlavných stavebných prvkov (Si, Al, Be) obsahuje rad vedľajších

prímiesí (B etech tin 1951) izomorfných i heterogénnych. Zelenkavé sfarbenie má od prímiesi chrómu.

Turmalín na pegmatitových žilách zastupuje tmavohnedý až čierny *skoryl*. Tvorí veľké idiomorfne individuá, antilogným pólom narastajúce v mikrokline smerom nahor, alebo aj rôznosmerne. Dĺžka kryštálov dosahuje až 20 cm (priemer 3–8 cm); ich prierezy sú trojuholníkové s otupenými hranami a zakončené trigonálnou pyramídou na antilognom póle. Vryp skorylu je hnedý, hranolové plochy bývajú výrazne ryhované.

V mikroskope kryštálové individuá nie sú homogénne, ale poprerastané mikroklinom, v ktorom turmalín leží. Jeho lesk je skelný; je tvrdý, silne pleochroický, s tmavo a svetlohnedými interferenčnými farbami. Pri paralelných nikoloch pozorujeme, že monokryštál je zložený z početných zrn nepravidelne obmedzených, ale jednotne opticky orientovaných. Zháša rovnoobežne, dvoj-
lom má silný, často v ňom býva prítomný aj muskovit.

Spektrálnou semikvantitatívnu analýzou (vyhotovil G. Kupčo) sa v turmalíne zistili nasledovné prvky: 100–10 % : Si, Al, Fe; 10–1 % : B; 1–0,1 % : Na, Ca, Mn; 0,1–0,01 % : Pb, Ga, Mg, Cu, Ti; 0,01–0,001 % : Li, Ba, La; pod 0,001 % : Sn.

K o l u m b i t - t a n t a l i t (Fe, Mn) Nb₂O₆ – (Fe, Mn) Ta₂O₆ ako ďalší dôležitý minerál na pegmatitových žilách okolia Kašmundu a Surror Darra sme priamo na ložisku nevideli (zo svojich zbierok nám ho dal k dispozícii Ing. Said Hashem Mirzad s údajom, že ide o nález od dediny Kašmund, niekoľko km JZ od Surror Darra). Úplná paragenéza pegmatitovej žily, z ktorej niobitantalit pochádza, nie je nám známa.

Vzorka je smolovočierna, s kovovým leskom, dosť krehká, s lastúrnatým lomom. Je neprie-
zračná, s tmavokákovým vrypom, sfarbeným do červena. Habitus býva alotriomorfnie zrnitý. Je slaboradioaktívny. V mikroskope je svetlosivý, s nižšou odrazivou schopnosťou ako sfalerit a anizotropný. Pri skrížených nikoloch badať v ňom vnútorné reflexy červenej farby, opticky je pozitívny. Miestami je slabopórovitý, pričom póry bývajú buď nepravidelne rozmiestnené, alebo paralelné. Ide o relikt po uzavreninách tekutín-libel (R a m d o h r 1955). Na puklinách a intergranulárach bývajú vyvinuté šupiny muskovitu.

Semikvantitatívnu analýzou (G. Kupčo) sa zistili nasledovné prvky: 10–1 % : Nb, Ta, Fe, Mn; 1–0,1 % : Ti; 0,1–0,01 % : Zr, Al, Sn, Si; 0,01–0,001 % : Cu, Ca, Mg; pod 0,001 % Cr.

Okrem bežných izomorfných prímiesí (Ti, Zr, Sn,) sú prítomné teda aj heterogénne prímiesi živcov a slúd (Al, Si, Ca, Mg). Vyšší obsah Ti svedčí o vysokých teplotách vzniku (R a m d o h r 1955).

K r e m e ň tvorí na pegmatitových žilách veľké hniezda a zhluky v asociácii s mikroklinom, turmalínom, menej i muskovitom. Býva biely alebo číry, slaboprie-
zračný, s tendenciou vytvárať na dutinách idiomorfne obmedzené kryštály, alebo monominerálne výplne v pegmatitových žilách.

M u s k o v i t je v oblasti Surror Darra zriedkavý; vyskytuje sa na pegmatitových žilách s mikroklinom, turmalínom a kremeňom. Tvorí typické jemnošupinovité agregáty značných rozmerov. Často sa nachádza na štiepných trhlinách mikroklinu, niekedy býva zarastený v turmalíne a v kremeňi.

Prechodná zóna mezometamorfitov na JV svahoch Kašmundského pohoria má charakter rúl a svorov. Prilieha bezprostredne k zóne migmatitov, z ktorej sa vyvíja pozvoľne. Ide tu hlavne o väčší podiel paramateriálu, takže horniny majú vyslovene hybridný charakter s hojnými xenolitmi pôvodného plášťa. Miestami prevládajú pararuly a svory, kým ortozložka sa uplatňuje v podobe arteritov. Textúra horniny býva výrazne paralelná, bridličnatá. Ortomateriál sa strieda niekedy s paramateriálom rytmicky, pričom xenolity amfibolických bridlíc a amfi-

bolitov bývajú mocné aj niekoľko metrov. Charakter hornín sa mení od žulorúl cez dvojsľudné ruly a biotiticko-amfibolické pararuly a granatické ruly po svory s polohami amfibolitov.

Geochronologicky sme skúmali granitoidnú horninu (žulorula-migmatit), a to vz. Af. 8. Pre výskum A/K metódou sa použil biotit. Namerané boli tieto hodnoty: pre K — 6,33 %, pre A — $1,06 \cdot 10^{-5}$ cc/g; podľa toho absolútny vek biotitu činí T — 43 miliónov rokov (tiež paleogén ako predošlé vzorky).

Zóna prechodných hornín je veľmi často prestúpená pozdĺžnymi mylonitovými pásmi, na ktorých sú časté fylonity a chloritizované horniny. Hojné sú aj pegmatitové žily, ktorých mocnosť je oveľa menšia ako v zóne predošlej; výplň býva jednoduchšia, ide skoro výlučne o živce s nepatrným podielom kremeňa a slúd.

Pásmo epimetamorfítov-fylitov je najvzdialenejšie od centra pohoria a najslabšie metamorfované. Ide v podstate o tmavošedé až čierne fylity. Pôvodne išlo o flyšovú sériu s vývinom pelitov a psamitov, usadzovaných v redukčnom prostredí. Horniny tejto série sú intenzívne prevrásnené v JZ-SV smere, s úklonmi vrstevnatosti k JV i SZ. Majú výraznú vrstevnú kliváž — S₁, avšak laminácia pelitov i psamitov je nezreteľná (vz. Af. 5).

Na zložení pelitických hornín sa podieľa sericit, biotit, kremeň, grafit, chlorit; ich štruktúra býva blastopelitická alebo blastopsamitická. V klastickejších typoch hornín prevláda undulózný kremeň, sericit, biotit, muskovit, grafit, rutil, zirkón, titanomagnetit-leukoxén, apatit.

Zóna fylitov lemuje Kašmundské pohorie z JV (v šírke 3—10 km) a tiahne sa pozdĺž rieky Kunar smerom k SV k pakistanským hraniciam (do Kašmíru) a na JV do prelomu rieky Kabul cez masív Taragar. Počas pochôdzky trasou Dželalabad-Shewa-Darri Noor-Barkot-Surror Darra nemali sme žiaľ možnosť študovať podrobnejšie litologický obsah a sled jednotlivých komplexov; nemohli sme preto zistiť ani vápence a ďalšie horniny spomínané odtiaľto O. Herbordtom (1925).

Vzhľadom na celkový ráz Kašmundského pohoria, jeho litologický obsah, štruktúry i metamorfné zóny, ďalej ich rozloženie a tesnú spätosť pozvoľnými prechodmi dospievame k názoru (pre viaceré oblasti Afganistanu vyslovenému už S. W. Trompou—S. A. Popolom 1954), že aj tu ide o jednu sériu, predmetamorfne sedimentárneho pôvodu, s polohami bázických efuzív (diabázy, ich tufy a tufity), vápencov, kremencov a bridlic, ktorá bola vplyvom granitoidných intrúzií (vystupujúcich dnes vo vrcholovej časti pohoria) regionálne metamorfovaná. Všetky tri vyššie opísané faciálno-metamorfné komplexy predstavujú zóny odstupňované podľa účinkov tepla, ktoré vznikli počas jedného metamorfného procesu, viazaného geneticky na granitoidy.

Granitoidné intrúzie a metamorfóza spadajú (na základe našich geochronologických rozborov) do alpínskeho orogénu. Kryštalickým bridliciam i granitoidom odpovedá paleogénny vek. Pegmatity sa javia o niečo mladšie ako kryštalické bridlice; prerážajú ako pravé žily metamorfované komplexy. Keďže pegmatit

bol stanovovaný na základe pertitizovaného mikroklinu, nemožno vylúčiť ani určitú (menšiu) stratu argónu difúziou, čo býva u týchto minerálov častým zjavom.

Celkove územie Kašmundského pohoria možno považovať za oblasť s intenzívnou alpínskou metamorfózou a magmatizmom, ktorý nebol ani po metalogenetickej stránke sterilný a prejavil sa tu Nb-Ta mineralizáciou. Vzhľadom na obmedzené množstvo vzorkového materiálu a dobu terénneho výskumu nemôžeme sa jednoznačne vyjadriť o predalpínskej metamorfóze v tejto oblasti. Je pravdepodobné, že počas alpínskeho orogénu boli metamorfne prepracované staršie, predtým asi slabšie metamorfované komplexy, i mladšie, predtým vôbec nemetamorfované horniny.

Pandžírská oblasť na JV svahoch Hindukuša

Povodie rieky Pandžír, stekajúcej z JV svahov Hindukuša, oddeľuje toto pohorie od horskej sústavy Siah-Koh (geologicky bolo skúmané radom bádateľov — Griesbach, Hayden, O. Herbordt, K. Brückl, G. Mennessier a J. P. Hunger). Rukopisná geologická mapa J. P. Hungera v mierke 1 : 1 000 000 slúžila ako medzimeradlo pre prvú vytlačenú geologickú mapu JV Ázie s územím Afganistanu (Ecafe, 1959).

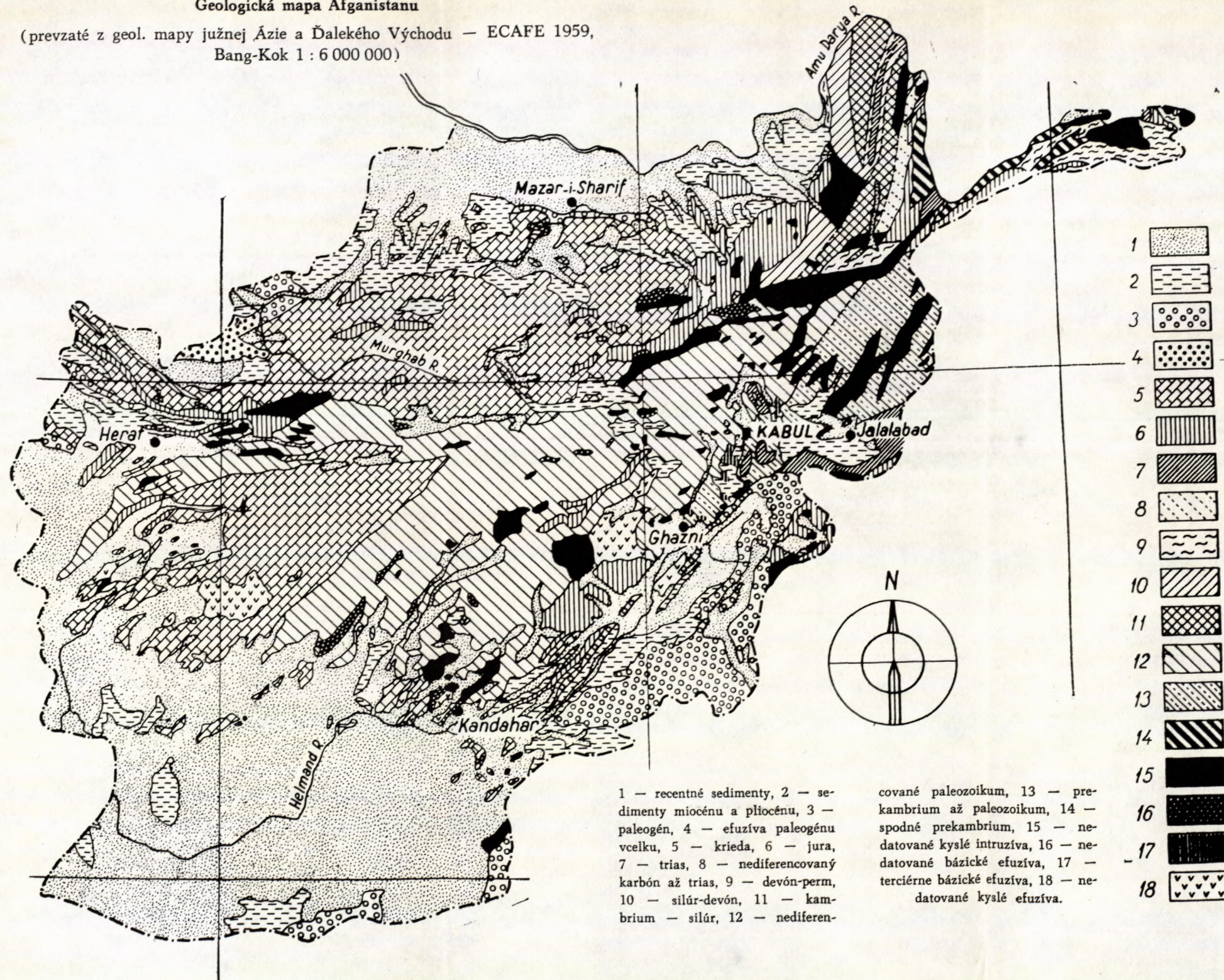
Geologickú stavbu (podľa výseku z tejto mapy — obr. 3) charakterizujú 2 zóny katametamorfovaných hornín: jedna v Hindukuši, druhá v pohorí Siah-Koh; medzi nimi pozdĺž doliny Pandžír vystupuje zóna epimetamorfovaných hornín typu Kalu série, či série Ghorband, alebo Helmand (Hilmend). Kata a mezometamorfované komplexy v oboch zónach (hindukušskej i siahkohskej) sa považovali za archaikum (Hayden 1911; Furon 1924, 1926; Mennessier 1961; Desio 1960, Lapparent—Mennessier 1962), alebo za útvary mladé (trias až jura) neskôr — počas paleogénu — metamorfované vplyvom granitoidných intrúzií (Herbordt 1925, 1931; Brückl 1935; Tromp—Popol 1954). Niektorí autori pripúšťajú starý i mladý vek (Tromp—Popol, 1954; Desio 1960). V geologickej mape Ecafe (1959) sa tieto útvary označujú ako nediferencované paleozoikum.

V tejto oblasti sa zistili ruly, migmatity, granatické svory, cez ktoré prerážajú pegmatitové žily a žuly s hojnými xenolitmi kremitých bridlíc; miestami sú vo väčšej miere zastúpené okaté ruly. V ortozložke prevláda podľa Brückla (l. c) ortoklas, kremeň, tmavý amfibol a šedý titanit. Ruly bývajú granaticko-amfibolické. Desio (l. c.) predpokladal opakovanie metamorfózy varískej a alpínskej. Granitoidné horniny majú variabilný charakter. Najrozšírenejšie sú amfibolické granity s hojnými xenolitmi amfibolicko-granatických svorov a rúl (Brückl 1935). V ich okolí sú hojné migmatity a pegmatitové žily, ktoré ležia buď v samostatných žulách alebo v ich plášti.

Desio označuje centrálnu-hindukušské masívy granitov ako *diority a tonality*. Na okrajoch masívov ide o asimilačné produkty diorit-granodioritového zloženia,

Geologická mapa Afganistanu

(prevzaté z geol. mapy južnej Ázie a Ďalekého Východu — ECAFE 1959,
Bang-Kok 1 : 6 000 000)



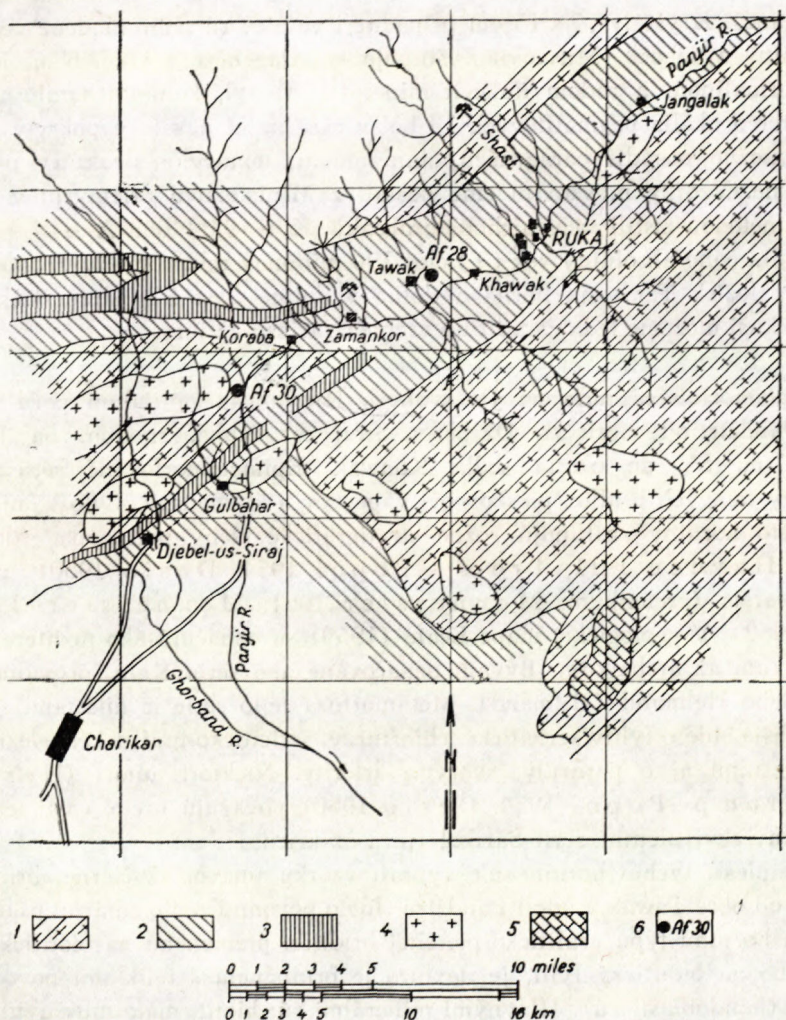
1 — recentné sedimenty, 2 — sedimenty miocénu a pliocénu, 3 — paleogén, 4 — efuzíva paleogénu vcelku, 5 — krieda, 6 — jura, 7 — trias, 8 — nediferencovaný karbón až trias, 9 — devón-perm, 10 — silúr-devón, 11 — kambrium — silúr, 12 — nediferen-

cované paleozoikum, 13 — prekambrium až paleozoikum, 14 — spodné prekambrium, 15 — nedatované kyslé intruzíva, 16 — nedatované bázické efuzíva, 17 — terciérne bázické efuzíva, 18 — nedatované kyslé efuzíva.

v ich strede o pravé žuly sčasti varískeho, sčasti jurského veku. Desio pripúšťa aj existenciu terciérneho magmatizmu.

Odlíšné názory na vek hindukuškých granitoidov majú Tromp—Popol (1954). Nerozdeľujú ich na staré a mladé, ale zaraďujú všetky do spodnej jury (liasu) na základe valúnov žúl v zlepenkoch Red-Grit série (spodná krieda); v bazálnych zlepenkoch série Doab (trias) sa takéto valúny žúl ešte nevyskytujú.

Migmatit predstavuje šedú, zrnitú horninu, rôzneho zloženia; miestami má cha-



Obr. 3. Geologická skica údolia Pandjir (podľa J. P. Hungera 1960). 1 — migmatity, ortoruly. 2 — séria Kalu (Ghorband), epimetamorfity, 3 — polohy vápencov v sérii Ghorband (devón ?, karbón ?), 4 — alpinske granitoidy, 5 — mezozoikum vcelku, 6 — miesta odberu vzoriek.

rakter žulorúl, miestami okatých ortorúl (vzorka č. Af. 30). Ortozložka sa skladá z kremeňa, ortoklasu, plagioklasov, jemne rozptýleného amfibolu, biotitu a muskovitu. Tmavé škvrny a pásy tvoria hrubolupenaté biotity a amfibol; akcesórie sú: zirkón, rutil, magnetit, turmalín, apatit a pod.

Geochronologickým výskumom A/K metódou sa v hornine zistili tieto obsahy: K — 2,43 % a A — $0,458 \cdot 10^{-5}$ cc/g; podľa toho absolútny vek metamorfózy a vzniku horniny je T — 49 miliónov rokov.

Muskovity tvoria v pegmatitových žilách veľké šupiny, svetlošedé až hnedé (oxidované). Kryštály (5 x 15 cm prípadne i väčšie) sú nahromadené vedľa seba v mohutný zväzkoch. Muskovit vystupuje v paragenéze s kremeňom, mikrokliénom, turmalínom a radom ďalších minerálov (beryl, kolumbit-talalit a pod.). Keďže terén okolia pegmatitových žíl bol v čase našej návštevy pokrytý snehom, nebolo možné posúdiť paragenézu, mineralógiu, textúry a štruktúry pegmatitu z autopsie. Vzorky muskovitu sme dostali z Ministerstva priemyslu v Kabule.

A/K metódou zistili sa v nich tieto obsahy: K — 9,09 % a A — $7,446 \cdot 10^{-5}$ cc/g, podľa čoho absolútny vek (T) činí 190 miliónov rokov; muskovitonosné pegmatity z ložísk Tambana horná a dolná v doline Šast SZ od mestečka Ruka v Hindukuši môžeme teda zaradiť do vrchného triasu až jury.

Epimetamorfované série na JV svahoch Hindukuša sa tiahnu pozdĺž údolia rieky Pandžír od mestečka Džebel-us-Siraj cez Ruka, smerom na Jangalak a ďalej na SV do okolia sedla Khawak. Epimetamorfované série budujú komplexy tmavých bridlíc, pieskocov, vápencov a kremencov, s vložkami zlepenecov. Tieto horniny zastupujú rôzne stratigrafické členy paleozoika (devón až karbón; Hayden 1911; Tromp—Popol 1954; Desio 1960), prípadne ešte i staršie (archaikum; Mennessier 1961; Mennessier—Lapparent 1962). V geologickej mape Ecafe (1959) sa označujú ako nediferencované paleozoikum až archaikum. Bývajú označované ako séria Kalu, prípadne Ghorband, alebo Helmand (Hilmend). Metamorfóza tejto série je miestami silnejšia, inde slabšia. Ide o fylity sericitické, chloritické, sericiticko-grafitické, železité kvarcity, miestami aj o pararuly, svory a arterity. Niektorí autori (Herbordt 1925; Tromp—Popol 1954; Desio 1960) považujú určité časti tejto série za horniny ekvivalentné sérii Sarikol (jura až krieda).

Z komplexu týchto hornín sme vybrali vzorku tmavej až čiernej bridličnatej horniny od obce Tawak v údolí Pandžíru. Ide o pôvodnú sedimentárnu psamiticko-pelitickú horninu typu grafiticko-piesčitej bridlice, premenenú na biotitickú pararulu alebo na biotitický fylit. Jej textúra je bridličnatá s reliktnami pôvodnej laminácie (lepidoblastická). Hlavnými minerálmi sú: biotit, málo muskovitu, živce, kremeň, grafit; akcesórie tvoria titanomagnetit, rutil, apatit, turmalín (vzorka č. Af. 28). Vo vzorke sa nenašli žiadne zbytky po peloch a spórach.

Pri obci Zamankor sme študovali vrstevný sled tejto série a metasomaticko-žilné

hydrotermálne zrudnenie typu siderit-sulfidických rúd, ktoré leží v masívnych šedohrdzavých vápencoch. Na báze sa vyskytujú hrdzavé, brekciovité zlepence, vo vyšších častiach svetlé a šedé fylity sericitické, sericiticko-chloritické, pieskovce a kremence. Po nich nasledujú do nadložia vápnité sedimenty najprv v podobe tenkých polôh, potom vápence prevládajú; zriedkavé sú polohy fylitov až pieskovcov. V najvyššej časti súvrstvia sú vápence až niekoľko sto metrov mocné (asi 2–3 km od Zamankoru). Tu sa v nich vyskytuje pestré, rozvetvené, pňovité teleso metasomatického zrudnenia siderit-ankeritového typu. Na povrchu je do značnej miery oxidované na limonity a okry. Nepravidelné pne a šošovky sledujú SSZ-JJV smer na vzdialenosť 80–100 m pri mocnosti okolo 30–50 m.

Výplň metasomatických telies je v zásade siderit-ankeritová. Prechodné zóny metasomatického zatlačania vápenec-ankerit-siderit sú rôzne široké. Oxidáciu v suchej teplej klíme vznikali z nich väčšinou kompaktné, slabo pórovité limonitové rudy.

Chemická analýza vzorky (P. Lešták—V. Šaturová—E. Jirásková) priniesla tieto výsledky: Fe_2O_3 — 86,66 %, SiO_2 — 1,3 %, Cu — stopy, MnO — 1,07 %, TiO_2 — 0; spektrálnou semikvantitatívnou analýzou (J. Cubínek) sa zistilo ešte 1–0,1 % : Ca; 0,1–0,01 % : Pb, Al a 0,01–0,001 % : Mg, Be, Mo, V, Cu, Ba, Sr, Cr. Význačným prvkom je aj tu Be, obdobne ako v okolí Dželalabádu.

Na viacerých miestach sa vyskytujú vo zvetraných limonitických rudách hniezda, zhluky a žilky kremíto-mednatých hornín s goethitom, limonitom, azuritom, kupritom, kalcitom, aragonitom, pyritom, chalkopyritom, hematitom, sadrovcem, malachitom, arzénopyritom, barytom, kremeňom, bornitom, chalkozinom, kovelínom a pod. Zrudnená hornina má veľmi kolísavé chemické zloženie. Obsah jednotlivých zložiek dokumentujú analýzy:

	SiO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	Cu	TiO_2	MnO
vz. Af. 31	61,10	17,05	0,56	0,81	2,77	0,8	1,08 %
vz. Af. 29	1,48	60,18	0,28	0,47	15,83	0	0,60 %

Dve spektrálne semikvantitatívne analýzy z tých istých vzoriek zistili ešte rad ďalších prvkov v týchto rozmedziach: 10–1 % Al; 1–0,1 % K, Sb; 0,1–0,01 % Pb, Ag, Zn, As, Ni, Be; 0,01–0,001 % Bi, B, Ba, Ga, Sn, V, Yb, Na, Zr, Co, Sr, La, Cr. Príznačná je aj tu prítomnosť Be. V porovnaní s Kašmundským pohorím je zrudnenie v Zamankori polymetalické, navyiac s Sb, Pb, Zn, Ag, As a Ni.

Pre vekové začlenenie mineralizácie od Zamankoru nenachádzame v doterajšej literatúre jednoznačné podklady. Ani my sme zatiaľ nemali k dispozícii vhodný materiál priamo z primárnych, nezvetraných častí ložiska. Podľa nás magmatizmus a metamorfóza (Tambana v doline Šast dosť ďaleko od Zamankoru) prebiehali v mezozoiku, kým analýza migmatitu od Gulbaharu poukazuje na terciérny tektonomagmatický cyklus. Ložisko siderit-sulfidických rúd leží približne uprostred skúmaných lokalít a patrí pravdepodobne niektorému z týchto cyklov.

Naše výskumy v podstate potvrdili pre túto oblasť predpoklady T r o m p a — P o p o l a (l. c.), t. j. existenciu intruzívnej činnosti s granitoidmi v spodnej jure, ako aj oživenie magmatickej činnosti v terciéri. Ako poukážeme ešte ďalej,

terciérne metalogenetické procesy sú v Hindukuši celkom isté a patria im Pb-Zn zrudnenia vo Farandžali v Ghorbande; rudonosnosť jurského magmatizmu ostáva zatiaľ neobjasnená.

Pb-Zn zrudnenie Farandžal v Ghorbande (Hindukuš)

Toto ložisko leží na SZ od Kabulu (vzdušnou čiarou okolo 130 km), približne na strednom toku rieky Ghorband, ktorá steká od sedla Šibar na V ku Džebel-us-Siraju. Nachádza sa teda medzi pohorím Koh-e-Baba a vlastným Hindukušom vo veľmi výhodnej polohe (asi 300 m od prašnej, hlavnej cesty z Kabulu do severného Afganistanu) a patrí medzi najznámejšie ložiská krajiny. V minulosti sa tu vyťažilo okolo 32 000 ton Pb a Zn.

Geológiu okolia i vlastného ložiska sa zaoberali početní bádatelia počínajúc Drummondom (1841) a Griesbachom (1885), končiac najnovšou prácou Mennessiera (1963). Najkonkrétnejšie údaje podáva však Herboldt (1925). Vápence a bridlice okolia ložiska považoval prv (1925) za juru, neskôr (1931) za vrchný devón alebo spodný karbón, ako súčasť série Ghorband [Mennessier (1961) a Mennessier-Lapparent (1962) považujú túto sériu za archaikum]. V geologickej mape Ecafe (1959) sa okolie Farandžalu označuje ako nediferencované paleozoikum. O veku zrudnenia vo Farandžale sa jednotliví autori nezmieňujú. Brückl (1935) považoval časť granitoidov za varísku, časť za terciérnu. Popol-Tromp zaradili granitoidy, vzdialené od ložiska asi niekoľko desiatok km na S, do jury. V geologickej mape Ecafe (1959) granity Hindukuša nie sú datované. Z vývodov Bariana (1963) o metalogenéze Iránu a Afganistanu by sa dalo usúdiť, že zrudnenie spadá do terciéru.

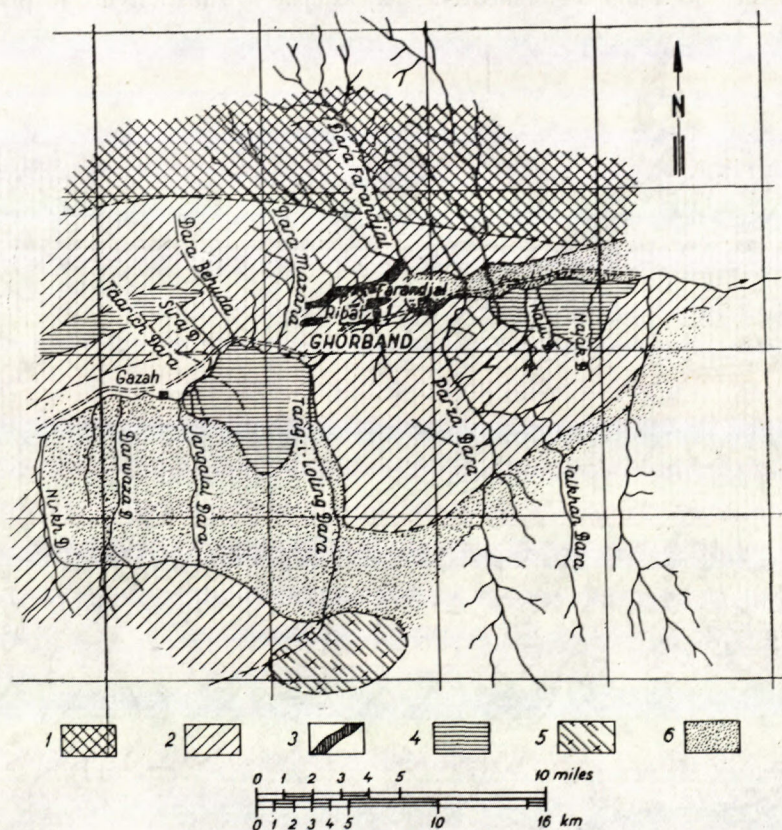
Ložisko podrobne študovali hlavne Lemon-Garret (1949) a Hunger (1960). O ich výsledky sme sa čiastočne opierali aj pri našich výskumoch, hlavne pokiaľ ide o geológiu a tektoniku ložiska. O genéze ložiska a jeho veku sa však títo autori nezmieňujú.

Komplex hornín, v ktorých leží Pb-Zn zrudnenie Farandžal, sa pričleňuje do metamorfovanej série Kalu, alebo Ghorband. Z tejto oblasti bol odobratý aj prototyp vzorky série Ghorband. Tvoria ju epimetamorfované horniny zložené z fylitov a kryštalických vápencov, opakujúcich sa v geologickom reze viackrát nad sebou (obr. 4). Naspodu sú hrdzavé, až svetlošedé kryštalické vápence, značne skrasovatené, mierne zvrásnené a porušené systémom zlomových dislokácií. Nad nimi je komplex šedých až zelených aleuriticko-pelitických sedimentov, metamorfovaných do sericiticko-chloritických, sericitických a chloriticko-grafitických fylitov (mocnosť okolo 70–80 m). Sú to tenkolaminované pelity s výraznou vrstevnou klivážou (S_1) a rytmickým striedaním slienitého materiálu grafitických bridlic, piesčitých bridlic, až pieskovcov. Skladajú sa z kremeňa, živcov, ilitu, sericitu, chloritu, grafitu, podradne aj limonitu, apatitu, turmalínu a zirkónu (vz. Af. 27); mikropaleontologickým (palynologickým) výskumom sa nezistili žiadne organické zvyšky.

Na ílovitých sedimentoch leží komplex vlastných rudonosných vápencov ghorbandských (mocnosť v reze ložiskom cca 200 m) šedých, bielych až ružovohne-

dých. Bývajú masívne, občas slabo vrstevnaté, v hrubých laviciach, slabo rekrystalizované, rozpukané, a skrasovatené, alotriomorfné zrnitejšej štruktúry. Jemnozrné agregáty kalcitu (0,02–0,06 mm) sú najstaršie a tvoria základnú masu. Mladšie sú metasomatické vápence, tiež alotriomorfné zrnité (zrná 0,2–1 mm). Typickým znakom tejto generácie kalcitu je nepravidelné a zúbkovité obmedzenie, prípadne až rozplývavé, akoby undulózne okraje zrn a prítomnosť fosilizovaných organizmov (pyritom), ktoré majú oválny a okrúhly prierez (0,14–0,2 mm). V jednom indivídú je fosilizovaných niekoľko koncentrických prúžkov; formy fosílií pripomínajú veľké skupiny tentakulitov, alebo koralov.

Vo vyšších polohách sú vo vápencoch vložky slienitých až ílovitých bridlíc obdobného petrografického zloženia ako podložné bridlice (vz. č. Af. 24; ide o jemnovrstevnaté íliticko-sľudnaté horniny). Kremeň tvorí zrníčka 0,02–0,05 mm



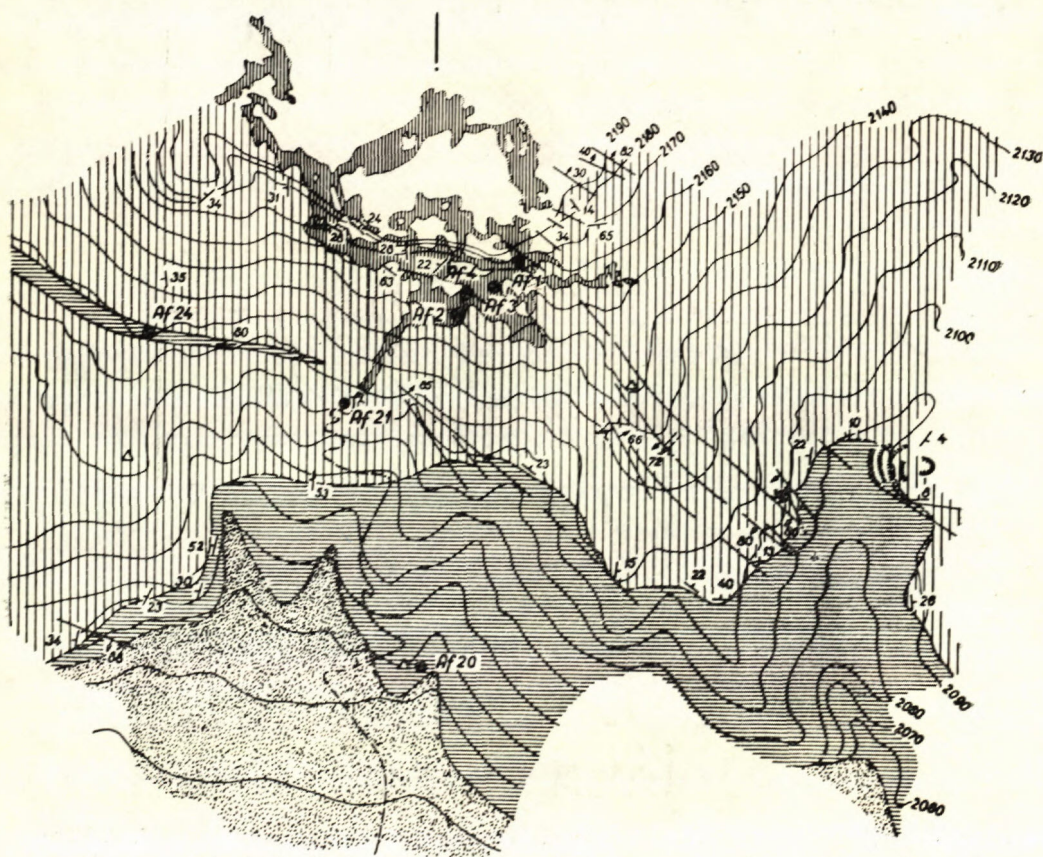
Obr. 4. Geologická skica okolia Pb-Zn ložiska Farandžal v údolí Ghorband (podľa J. P. Hungera 1960). 1 — pararuly a mezometamorfované série vcelku, 2 — série Kalu (Ghorband) epimetamorfity, 3 — polohy vápencov v sérii Ghorband, 4 — paleozoikum — perm, 5 — ortoruly, migmatity, 6 — sedimenty terciéru.

veľké. Pigmentácia grafitom je difúzna, rovnomerná po celej ploche výbrusu. Limonit tvorí škrvny, šošovky až vrstvičky pozdĺž plôch vrstevnatosti, prípadne i naprieč. Tieto polohy sú v profile ložiskom len niekoľko metrov mocné, smerom k juhu vyklíňujúce. Palynologický rozbor neposkytol žiadne výsledky.

Rudonosný komplex vápencov s polohami bridlíc preráža mohutné teleso bazických intruzív značne serpentinizovaných, vzdialených okolo 800 m Z od baní.

Súvrstvie vápencov s ložiskom má vrstevnatosť submeridionálneho smeru s úklonmi okolo 20–40° k S a SZ. Vápence i polohy bridlíc sú v tejto štruktúre ešte mierne zvlnené do nízkych, širokých vrás; polohy bridlíc v podloží ložiska sú prevrásnené intenzívnejšie v dôsledku väčšej plasticity. Početné drobné vrásky dosahujú niekoľko dm až m; petrograficky sme bridlice bližšie neštudovali.

Rudonosné vápence sú strednokryštalické, zrnité. Zrnká 0,2 až 1 mm veľké, nepravidelné, alotriomorfne obmedzené, najčastejšie so zúbkovitými, rozplývavými

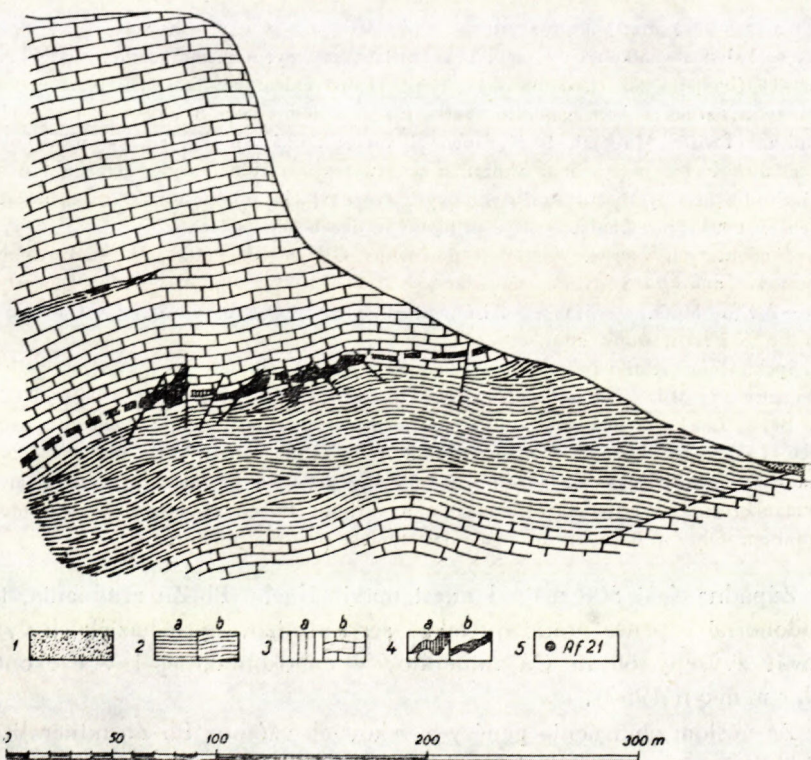


Obr. 5. Geologická skica západného úseku Pb-Zn baní Farandžal v doline Ghorband (podľa bandských vápencov: (a) v mapke, (b) v geol. reze, 4 — staré dobývky

okrajmi, s náznakmi undulóznosti. Obsahujú relikty organizmov oválneho a okrúhleho prierezu (0,14 mm veľké), fosilizované pyritom. Na prierezoch vidno niekoľko medzikruhov (t. j. schránok fosílií) inkrustovaných pyritom, s ktorými sa striedajú medzikruhy s kalcitom. Rodovú ani druhovú príslušnosť týchto organizmov nemožno určiť; ide buď o tentakulity, alebo koraly. Už z toho možno usúdiť, že vápence a komplex s ložiskom Farandžal nie sú archaického veku v zmysle *Menessiera-Lapparenta* (1962), ale najpravdepodobnejšie patria do paleozoika (najskôr mladšie paleozoikum), ako na to poukázal už *Herbordt* (1931).

Systémy zlomov v rudonosnom komplexe majú prevažne smer ZSZ a VJV so strmými úklonmi k severu alebo k juhu (60–80 °).

Oloveno-zinkové zrudnenie bane Farandžal sa viaže na bazálnu časť rudonosných vápencov, a leží niekoľko metrov nad ich stykom s podložnými fylitmi.



D. M. Lemmona—E. E. Garreta). 1 — hliny, sutiny, spráše, 2 — polohy bridlíc a slieňov v ghor- a banské práce: (a) v mapke, (b) v reze, 5 — miesta odberu vzoriek.

Zrudnené polohy sú vcelku pseudovrstevné, submeridionálneho smeru, s úklonmi zhruba k S a SZ okolo 20–30° (zhodne s okolnými horninami). V detailoch sú zrudnené telesá veľmi nepravidelné, metasomatické, žilné, miestami vrstevnaté. Ich textúra pripomína textúry sedimentárne alebo selektívno-metasomatické. Jednotlivé rudné vrstvičky sa navzájom líšia hustotou zrníek rudných minerálov, veľkosťou i štruktúrami. Žilné a metasomatické formy zrudnenia sa uplatnili hlavne pozdĺž puklín a porúch predrudného veku, ktoré presekávajú pseudovrstevné telesá metasomatických rúd; zrudnenie siaha niekoľko metrov nad alebo pod ne. Mocnosť zrudnenej zóny vo vertikálnom rozsahu je miestami až 15 m, u pseudovrstevných foriem len okolo 1–2,5 m. Rozsah zrudnenia činí niekoľko sto štvorcových metrov.

Metasomatóza vápencov je veľmi nepravidelná a nerovnomerná. Prevládajú textúry brekciovité, škvŕnité, prípadne i kokardovité. Hlavné rudné minerály sú galenit a sfalerit, vedľajšie zložky chalkopyrit, pyrit, markazit, arzénopyrit, baryt, kremeň, kalcit, ankerit, dolomit; zo sekundárnych minerálov je prítomný ceruzit, malachit, sadrovec a limonit.

Galenit býva alotriomorfne zrnitý (zrnká 0,0–0,5 mm, zriedkavejšie až 1–2 mm), uzatvára v sebe kalcit a chalkopyrit I; sám býva zatlačovaný pyritom, markazitom, kalcitom a chalkopyritom II (hojnejší než chalkopyrit I). Pyrit II, po galenite najhojnejší, tvorí nepravidelné zrnká, zhluky až sľučky okolo galenitu; veľkosť zŕn obdobná ako u galenitu. Pyrit II inkrustuje už popísané fosílie. Markazit tvorí drobné i väčšie zrnká, zhluky, sľučky, občas oválnych tvarov, s radiálne lúčovitou stavbou. Sfalerit a ceruzit tvoria ojedinele šedú, slabo lesklú masu v kalcite. Asociujú s ostatnými sulfidmi. Arzénopyrit tvorí typické trojuholníkové zrná, najčastejšie v pyrite, alebo v markazite. Chalkopyrit je prítomný v dvoch generáciách.

Z odobratých vzoriek vyhotovili pracovníci GÚDŠ (P. Lešták, V. Šaturová a E. Jirásková) chemické analýzy s týmto výsledkom: 2,57–21,4 % Pb; 0,3–4 % Zn; st.—0,16 % Cu; 0,6–2,9 % MgO; 0–1,33 % Al₂O₃; 0–0,26 % P₂O₅; 6,51–41,7 % CaO; 2–8,8 % SiO₂; do 2,8 % Fe₂O₃; stopy TiO₂.

Spektrálnou semikvantitatívnou analýzou (J. Cubínek) sa zistili ďalšie vedľajšie a stopové elementy: 1–0,1 %: Ba, Cr; 0,1–0,01 %: Sr, Mn, Ag, Tl, Ni, As; 0,01–0,001 %: Cd, Co, K, Be, Y, La, V, Zr. Niektoré z nich predstavujú izomorfnú prímes v hlavných a ostatných mineráloch. Tak na baryt sa viaže Sr, na galenit Ag a Tl, na sfalerit Cd a pravdepodobne aj Ni a Co. Na karbonáty sa viaže Fe a Mn. Pozoruhodný je obsah Be, ktoré sa vyskytovalo i v sulfidoch Zamankoru. Jeho prítomnosť poukazuje na afinitu Pb-Zn zrudnenia k centrálnno-hindukuškým granitom. Obsahy Be a Cr sú zrejme dosť typické pre celú provinciu.

Západne (asi 800 m) od miest maximálneho Pb-Zn zrudnenia, tam, kde cez rudonosné vápence prerážajú telesá serpentinizovaných bázických vyvrelín, pozorovať zvýšený obsah Cu minerálov v endokontaktnej i v exokontaktnej zóne (L e m m o n 1950).

Za účelom objasnenia genézy a vekových vzťahov Pb-Zn mineralizácie v rámci hindukušských orogénno-intruzívnych pochodov a metamorfnych procesov uskutočnil sa z tunajších galenitov izotopický výskum (M. Rybár). Galenit má toto zloženie:

*zastúpenie jednotlivých
izotopov olova*

Pb 204 —	1,351 %
Pb 206 —	25,25 %
Pb 207 —	20,99 %
Pb 208 —	52,40 %

vzťahy medzi izotopmi

Pb 206/Pb 204 —	18,69
Pb 207/Pb 204 —	15,54
Pb 208/Pb 204 —	38,79

Z alpsko-himalájskej zvrásnenej zóny medzi Tureckom a Indonéziou nie sú zatiaľ publikované dáta o izotopickom zložení olova v galenitoch, s ktorými by bolo možné porovnať farandžalské galenity a presnejšie ich datovať. Ich celkovo mladý pôvod (odpovedajúci terciérnej metalogénnej epoche) je však zrejmy a v súlade s výsledkami geochronologických analýz migmatitu od Gulbaharu blízko Džebel-us-Siraja (pozri vyššie).

Impregnácie Cu rúd v Sisi Tangi, obec Ainak v povodí Loggaru

Pohorie Khurd-Kabul s Cu zrudnením Sisi Tangi a radom ďalších podobných mineralizácií leží JV od Kabulu; orientačne ho opísal už Herberdt (1931). Lokalita Sisi-Tangi pri obci Ainak (dosiaľ nepopísaná) leží asi 40 km JV od Kabulu a 15 km od mestečka Zahidabad a je ťažko prístupná.

Geologické pomery okolia neboli dosiaľ študované; v rukopisnej mape Hungera (1960) v mierke 1 : 1 000 000 je okolie ložiska vyznačené ako metamorfované komplexy typu Kalu série, ďalej na V má sa vyskytovať pruh mezozoických hornín Khinguil série (pozri obr. 6). Obdobným spôsobom sú vyznačené jednotlivé geologické útvary i na prehľadnej geologickej mape Ecafe (1959) v mierke 1 : 6 000 000.

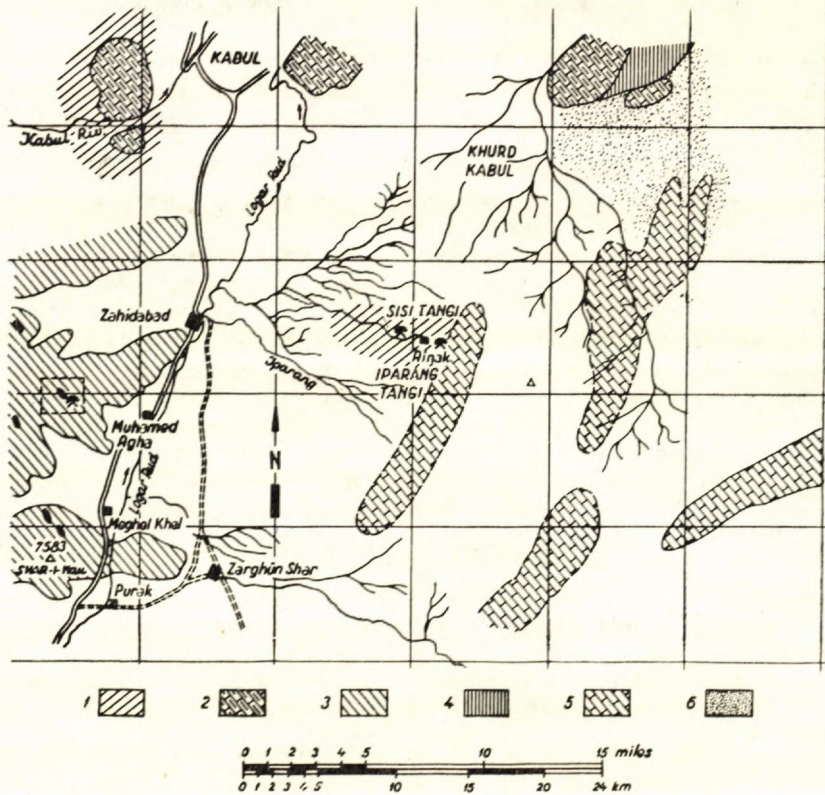
V staršej literatúre o tomto území nájdeme len stručnú zmienku. Hayden (1911) zaradil metamorfované komplexy do prekambria a charakterizoval ich ako kryštalické bridlice. Na nich leží Khinguil séria (karbón-perm-spodný trias s faunou). Herberdt (1931) považuje toto územie tiež za kryštalikum s rulami, amfibolitmi, svorami, s polohami mramorov a erlánov; začlenil ho tiež do archaika. Aj Krishnan (1949) začleňuje toto územie do prekambria, paralelizujúc ho so sériou Salkala v Indii. Popol-Tromp (1954) však považujú komplexy metamorfik v povodí Loggaru za mladšie útvary (devón-mezozoikum), regionálne metamorfované účinkami rozsiahleho plutónu granitoidných hornín, ukrytých v tejto oblasti v hĺbke. Ako nemetamorfované fácie týchto útvarov uvádzajú v Khurd Kabule triasové vápence s amonitmi a sériu Sarobi s megalodontovými vápencami. Podobne členil toto územie i Desio (1960), ktorý navyše hovorí, že granitoidné komplexy tejto oblasti môžu byť sčasti variske a sčasti mladé-terciérne. Mennessier (1961) považuje kryštalické bridlice v Loggare za súčasť kabulskej série, archaického veku. Séria Khinguil (karbón-trias) leží na nej diskordantne. Do paleogénu začlenil sériu Kotage s bazískymi vyvrelinami a Cr rudami širokého okolia Šar-Nau.

Komplex hornín okolia Sisi Tangi a obce Ainak tvoria (hlavne na severnej strane zrudnenej zóny) šedé *sericitické kremence*. Mikroskopicky sú to beztextúrne, alotriomorfné zrnité horniny, zložené hlavne z nepravidelne obmedzených zrn kremeňa; malý podiel pripadá na sericit a rudné minerály: pyrit, chalkopyrit, hematit, limonit, malachit. Druhým typom hornín sú jemnopiesčité aleuritické

bridlice s mikroskopicky jemnorytmickou, vrstevnou textúrou, v ktorej sa striedajú piesčité a sericitické vrstvičky s Cu minerálmi (málo sericitu býva i v piesčitých rytmoch). Zrná kremeňa mávajú rozmery do 1 mm. V sericitických rytmoch sú rudné minerály najhojnejšie: malachit, chalkopyrit, pyrit, hematit.

Na južnej strane od zrudnenej zóny sú hojnejšie lavice *dolomitov* kryštalickej povahy. Pod mikroskopom majú vrstevnatú textúru; sú zložené z dolomitu, kremeňa a slúd. Ich zrná bývajú orientované pozdĺž plôch vrstevnatosti. Kryštály karbonátov sú pritom jednotne opticky orientované v prúžkoch paralelných s vrstevnatosťou horniny. Karbonátu je okolo 80 %, kremeňa 10 %, sericitu 5 % (veľkosť zŕn 0,25–2 mm). V nábruse sa v karbonátoch zistil aj chalkopyrit, hematit s uzavreninami chalkopyritu, limonit a malachit.

Tmavošedé *sericitické až sericiticko-grafitické bridlice* tvoria v karbonátoch polohy 20–30 cm hrubé. Dominuje v nich karbonát v podobe zrníek, alebo lamín v smere vrstevnatosti, pigmentovaný grafitom. Osobitné rytmy tvorí undulózny



Obr. 6. Geologická skica povodia Loggaru južne od Kabulu (podľa J. P. Hungera 1960).
 1 – epimetamorfované komplexy (séria Kalu), 2 – trias vcelku, 3 – bazické vyvreliny eocénu,
 4 – krieda vcelku, 5 – mezozoikum nediferencované, 6 – sedimenty terciéru.

kremeň a muskovit-sericit (tiež impregnované grafitom). Z rudných minerálov sú prítomné: limonit a malachit v podobe hniezd, šmúh až súvislejších lamín.

Tretí výraznejší komplex hornín tvoria *tmavé sericiticko-grafitické bridlice* s polohami grafiticko-chloritických fylitov a vložkami chloritických fylitov, t. j. epitufitov diabázov a diabázových porfyrítov s tenkými vložkami dolomitu.

Všetky tri komplexy hornín sú epimetamorfované. Kvarcity sú zbridičnatené a sericitizované, pelitické polohy majú vrstevnú kliváž S_1 a sú fylitizované. Na plochách hlavnej kliváže bývajú hojné drobné vrásky (mm), v rovinách ich osí s nezreteľnou priečnou klivážou S_2 . Karbonátové horniny sú rekryštalizované, mramorizované. Diabázy a ich tufy, resp. tufity sú stlačené a fylitizované. Vo fylitoch i diabázoch sú zriedkavé sekrečné žilky kremeňa súbežné s plochami bridličnatosti a vrstevnatosti (S_1), prípadne prerážajú horninu naprieč ako žilky kremeň-chalkopyrit-malachitové. Výplň žiliek pochádza z bezprostredného okolia, sú teda metamorfogénne. Horniny sú zvrásnené do pozdĺžnych V—Z vrás, širokých niekoľko desiatok metrov, pričom ich krídla upadajú príkro k S alebo k J pod uhlom 60—80°.

Faciálno-litologicky možno celý komplex charakterizovať asi tak, že báza súvrství je na severe (kvarcity), kým celý makrorýtmus prechádza cez vápence do bridlic s polohami diabázov do stratigraficky vyšších častí. Vzťah tohto komplexu k širšiemu okoliu nebol študovaný.

Cu zrudnenie impregnačného typu je vyvinuté v tomto komplexe na dĺžke okolo 4 km; miestami je intenzívnejšie, inde slabšie. Najväčšiu koncentráciu dosahuje v koncových bodoch, t. j. na západnom konci blízko skalnej úžiny Sisi-Tangi a V od obce Ainak v morfológicky výrazných kopcoch. Charakter zrudnenia je impregnačný v 1—2, miestami i viac metrov mocnej polohe. V najvýchodnejšom úseku V od obce prebieha stredom tejto zóny niekoľko 100 m dlhá mohutná tektonická línia s mylonitizovanou výplňou (0,4—2 m), tvorenou oxidicko-karbonátovými Cu-minerálmi zemito-práškovej konzistencie. Impregnácie Cu minerálov sú hojnejšie v kvarcitoch, zriedkavejšie v grafiticko-sericitických fylitoch a ešte menej v karbonátových a diabázových horninách. Textúra hornín býva paralelná, vrstevnatá. Jemné lamíny s rytmiami kremeňa, karbonátov, slúd a oxidovaných Cu-minerálov sa mnohokrát opakujú nad sebou (v mm hrúbke). Jednotlivé rudné i nerudné minerály sú zoradené do lamín, občas akoby budinažovaných. Podľa textúr usudzujeme, že zrudnenie je syngenetického pôvodu. O predmetamorfnom charaktere Cu zrudnenia svedčia uzavreniny Cu minerálov v undulózne zhášajúcich kremenných zrnách, jednotne opticky orientovaných v paralelných rytmoch, i prítomnosť pyrotínu, ktorý mohol vzniknúť na úkor pyritu pri metamorfóze.

Okrem tohto najhojnejšieho typu mineralizácie sa vyskytujú i drobné žilky rúd v kvarcitoch alebo v diabázoch i v karbonátoch. Ide o výplň puklín a diabláz i dislokácií najpravdepodobnejšie metamorfno-mobilizačného pôvodu z prv opísaného syngenetického (?) zrudnenia. Smer takýchto zrudnených puklín býva

SZ—JV, SV—JZ; tým majú charakter *ac* puklín. Sekundárne Cu minerály tvoria aj povlaky a šupinky na plochách vrstevnej kliváže S₁.

Mineralogické zloženie Cu zrudnení a všetkých textúrnych typov je veľmi monotónne. Pozostáva z chalkopyritu, kremeňa, pyritu, markazitu zrnitého i kolomorfného, ďalej pyrhotínu a hematitu (hojnejšieho v sekrečných žilkách). Tieto primárne minerály sú najbežnejšie v podobe samostatných zŕn, zhlukov a hniezd v základnej horninovej mase. V súvislých vrstvičkách a šošovkách sa vyskytujú pestrofarebné (zelené, biele, modravé, žlté) druhotné Cu a Fe minerály, najmä limonit, malachit, azurit, kuprit a ďalšie. Zo sekundárnych minerálov môžu byť prítomné Cu, Ni, As, Mg, opísané z iránskych ložísk B a r i a n d o m (1963). Mohli vzniknúť hlavne vďaka špecifickým klimatickým pomeroch (horúca arídna klíma a nedostatok vody), ktoré sa odzrkadlili i na chemizme zrudnenia; jeho výrazným znakom je vysoká koncentrácia Cu priamo na východoch ložiska (cementačne obohatená zóna). To dokazuje, že u medi a ostatných medných prvkov nebol prakticky žiaden odnos, alebo len na nepatrnú vzdialenosť.

Chemické kvantitatívne analýzy 5 vzoriek oxidačných rúd (P. Lešták, V. Šaturová, E. Jirásková) priniesli tieto výsledky: 1,03–5,5 % Cu; 32–92 % SiO₂; do 13 % Al₂O₃; 3,6–7,20 % Fe₂O₃; 1,7–24 % CaO; 2–3 % MgO, do 0,44 % TiO₂; do 0,05 % MnO; 0,03 % P₂O₅; 0,69 % SO₃.

Spektrálnou semikvantitatívnou analýzou (G. Kupčo) sa zistili ďalšie prvky, a to: 1–01 % : Na, K, Co; 0,1–0,01 % : V, Ba, Be, Sr, Cr, La, Ga, Mo, Yb, Zr, Ni, Sc; 0,01–0,001 % : Ag, Pb, Mo, B.

Chemickou analýzou rekryštalizovaného, hnedého, strednozrnitého karbonátu dolomitového zloženia sa zistilo: 15,16 % SiO₂; 1,54 % Al₂O₃; 5,42 Fe₂O₃; 24,62 % CaO; 16,33 % MgO; 0,8 % K₂O; 0,05 % Na₂O; 0,13 % TiO₂; 0,82 % MnO; 0,08 % P₂O₅.

Spektrálnou analýzou sa zistili ešte ďalšie prvky, a to: 0,1–0,01 % : Cu; 0,01–0,001 % : B, Zr, Co, Ni, Ba, Sr; 0,001–0,0001 % : Pb, Ag.

Geochemický charakter týchto rúd je príznačný hlavne prítomnosťou Be, rovnako ako v predchádzajúcich troch oblastiach.

Okolo starých povrchových banských prác v okolí obce Ainak sme našli v sutine *zbytky sklovitých strusiek* šedej a zelenej farby, ktoré sú svedectvom starého, primitívneho zhutňovania Cu rúd priamo na mieste. V okolí nie sú žiadne stopy po vytápacích peciach a krajina je úplne bez dreva; preto nemôžeme posúdiť technológiu zhutňovania ani dobu, z ktorej troska pochádza. Zo strusky sa vyhotovili dve chemické analýzy (P. Lešták—V. Šaturová—E. Jirásková) s výsledkami: 44,16–44,4 % SiO₂; 9–16 % Al₂O₃; 14,2–18,6 % Fe₂O₃; do 20,7 % CaO; do 6,46 % MgO; 2,11–3,8 % Cu; do 1,34 % K₂O; do 1,25 % Na₂O; do 0,65 % TiO₂; do 0,65 % MnO; do 0,22 % P₂O₅.

Spektrálnou analýzou zistil G. Kupčo ešte 1–0,1 % : Ba, Sr; 0,1–0,01 % : Sc; 0,01–0,001 % : B, Pb, Ga, Mo, V, Ag, Yb, Zr, Co, Ni, Cr, Y.

Geologické pomery a mineragrafia vzoriek rúd z impregnačného zrudnenia Sisi—Tangi—Ainak nás utvrdzujú v domnení, že tu ide o exhalčno-sedimentárnu Cu mineralizáciu, závislú buď od bázičného diabázového vulkanizmu, alebo aj od vulkanizmu kyslého [ktorý môžu zastupovať metakvarcity (?)]. Po svojom vzniku bolo ložisku metamorfované a rekryštalizované s menšími preskupeniami

a migráciou rudných minerálov z okolia do puklín, medzivrstevných špár a pozdĺž plôch kliváže. Tieto mobilizačné a regeneračné pochody na ložisku sa diali len na malé vzdialenosti od ložiska, resp. len v jeho rámci.

Záver

Magmatizmus, metamorfóza a azda i metalogenéza v *centrálnom Hindukuši* prebehli minimálne v dvoch orogenetických etapách. Geochronologicky sme preukázali, že pegmatity z ložiska Šast pri obci Ruka majú vek blízky hranici spodná jura — vrchný trias (190 miliónov rokov). Absolútny vek migmatitu od Gulbaharu (49 miliónov rokov) potvrdzuje aj existenciu terciérneho (paleogénneho) magmatizmu a metamorfózy. Izotopický rozbor Pb z galenitu ložiska Farandžal v Ghorbande poukazuje na terciérnu metalogenézu oblasti.

Magmatizmus, metamorfóza a metalogenéza *Kašmundského pohoria* sa zdajú mať jednoduchší vývoj. Pre migmatity od Taragaru a zo západného okolia obce Barkot (Surror Darra) sa geochronologicky preukázal ich paleogénny vek (36 a 43 miliónov rokov). Pre pertitický mikroklin z pegmatitu, prerážajúceho migmatity v Surror Darra, sme obdržali vek 27 miliónov rokov, čo odpovedá zhruba rozhraniu paleogén — neogén. Podľa týchto výsledkov sa v tejto oblasti uplatnil hlavne terciérny magmatizmus a metamorfóza. Tieto výsledky sú v súlade s niektorými staršími názormi (K r i s h n a n 1959; P o p o l — T r o m p 1954). Vzhľadom na veľmi obmedzené množstvo materiálu a krátkosť výskumu nemôžeme sa jednoznačne vyjadriť k problému existencie predterciérneho magmatizmu a metamorfózy. Nemožno vylúčiť, že počas alpínskeho tektonometamorfného cyklu boli prepracované miestami i staršie, slabšie metamorfované komplexy.

Komplexy epimetamorfovaných hornín v *povodí Loggaru*, označované v minulosti ako archaikum alebo paleozoikum, obsahujú exhalačno-sedimentárny typ Cu rúd v Sisi Tangi a pri obci Ainak. Mikroskopickými rozbormi sa v rudonostných vápencoch na Pb-Zn ložisku Farandžal v Ghorbande zistili pyritizované fosílie typu tentakulitov, alebo koralov, čo vyvracia tvrdenia M e n n e s s i e r a (1961) a M e n n e s s i e r a — L a p p a r e n t a (1962), že ide o archaickú sériu.

Magmatizmus, metamorfóza a metalogenéza na území Afganistanu prebiehali polycyklicky vo viacerých geologických epochách, záviseli na viacerých fázach magmatizmu a vulkanizmu i na priebehu sedimentačných procesov. Viacfázovosť týchto procesov z priľahlých území SSSR, hlavne Pamíru, uvádza K r y l o v — S i l i n (1963) a B a r c h a t o v — B a r c h a t o v á (1962).

Naše výskumy teda potvrdili sčasti staršie názory P o p o l a — T r o m p a (1954) a D e s i a (1960), sčasti ukázali, že na metalogenézu iránsko-afgánskej metalogenetickej provincie koncepcia B a r i a n d a (1963) je nepostačujúca.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

VÝBER HLAVNEJ LITERATÚRY

- [1] Barchatov B. P. — Barchatova N. N., 1962: Razvitije vzgljadov na tektoniku Pamira. Trudy Geolog. Muzeja A. N. SSSR. Vyp. 13 (s podrobným zoznamom literatúry). — [2] Bariand P., 1963: Contribution à la Minéralogie de l'Iran. Bull. Soc. Fr. Miner. et Crystallogr., 86, No. 1. — [3] Betehtin A. G., 1951: Kurs mineralogii. Gos. Izdat. Geol. Lit. Moskva. — [4] Boureau E. — Furon R. — Rosset L. F., 1950: Contribution à l'étude des flores jurassiques d'Asie. I. Plateau iranien. Mém. Mus. Hist. Natur. T. XXX. fasc. 2. Paris. — [5] Brückl K., 1936: Die Minerallagerstätten von Ostafghanistan. Versuch einer Gliederung nach genetischen Gesichtspunkten. Neues Jahrb., 72, part. A, H. 1. — [6] Clapp F. G., 1939: Geology of Afghanistan. Bull. Soc. of America. Vol. 50, No. 12, T. 2, (s obsiahlejším zoznamom literatúry). — [7] Cowper Reed F. R., 1911: Devonian fossils from Chitral, Persia, Afghanistan and the Himalajas. Rec. Geol. Surv. of India. Vol. XLI, pt. 2, 2 tav. Calcutta. — [8] Czerski Cz., 1945: Surwey of Mica-Afghanistan. Minist. of Indust., Kabul. — [9] Desio Ar., 1960: Ricognizioni geologiche nell' Afghanistan. Bollet. della Soc. Geol. Italiana. Vol. LXXIX, fasc. 3, Roma (obsiahlejšia literatúra). — [10] Desio A. — Marussi A., 1960: On the geotectonics of the granites in the Karakorum and Hindukush Ranges (Central Asia). Report of XXI. Ses. Congr. Geol. Internat. Part II, Copenhagen. — [11] Desio A., 1961: Itinerari geologii nell' Afghanistan. Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. LXXX, fasc. 2, Roma (s obsiahlejším zoznamom literatúry). — [12] Diofur M. L., 1961: O granice Kuen-Luna i Karakoruma na Pamire. Geol. Sred. Azii. Leningrad. — [13] Drummond C., 1841: On the Mines and Mineral Ressources of Northern Afghanistan. Journ. Assoc. Soc. Bengal, 10, Calcutta. — [14] Furon R., 1924: Notes préliminaires sur la géologie de l'Est de l'Afghanistan (Hindou-Kouch: région nord et sud). Bull. Soc. Géol. Fr., XXIV/1—12. — [15] Furon R., 1926: L'Hindou-Kouch et le Kaboulistan (Contribution à l'étude géologique et géomorphologique de l'Afghanistan). Paris. — [16] Furon R., 1934: Sur la géologie de l'Hindou-Kouch et du Pamir. Bull. Soc. Géol. Fr. 5-e série, Vol IV. — [17] *Geological Map from South-East Asia and Fare East 1:6,000,000.* ECAFE, 1959. Bang-Kok. — [18] Goulam Ali Chan, 1953: Mestoroždenija beryla, feldšpata i turmalina v pegmatitach Kašmundskovo nagoria severneje Dželalabada. Minister. Indust., Kabul. — [19] Griesbach C. L., 1885: Afghan Field-Notes. Rec. Geol. Surv. of India, Vol. 18, pt. 1, Calcutta. — [20] Griesbach C. L., 1892: Geology of the Safed-Koh. Rec. Geol. Surv. India, Vol. 25, pt. 2, Calcutta. — [21] Hayden H. H., 1907: Notes on the Mineral ressources of part of Northern Afghanistan. Minist. of Industr. Kabul. — [22] Herbordt O., 1925: Ueber nutzbaren Mineralien (Lagerstätten) in Afghanistan. Zeitsch. f. Prakt. Geol. — [23] Herbordt O., 1926: Mitteilung über einen alten Bleierzbergbau im Ghorbandtal (Afghanistan). Zeitschr. f. prakt. Geol. — [24] Herbordt O., 1926: Eine Reise nach Dari Noor Nord-Ostens Afghanistans. Petermanns. Mitteil. Bd. LXXII, Gotha. — [25] Herbordt O., 1931: Geographisch-geologisches aus dem Hindukusch-Randgebiete in Afghanistan. Petermanns. Mitteil., Jhg. 77, Gotha. — [26] Hunger J. P., 1956: Iron ore at Hadji Top (Khakrez). Zinc ore at Northern from Bibi Gauhar (Khakrez). Ministr. of Industr. Kabul. — [27] Hunger J. P., 1959: Geological Map of Afghanistan 1:1,000,000. Geolog. Surv. of Afghanistan, Kaboul. — [28] Hunger J. P., 1960: Danek Chunduq, Darra Mukni, Panjir Walley — Beryl. Minister Indust. Kaboul. — [29] Huttenlocher H. F., 1953: Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geol. Rundschau, Jhg. 42, H. 1, Stuttgart. — [30] Ilavský J. — Čillík J., 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát. (Vue général métallogénique sur les Carpathes Occidentales.) Geolog. práce, Zoš. 55, Bratislava. — [31] Kantor J., 1964: Isotopes of lead on some hydrothermal veins of Western Carpathian. Geolog. sborník XV/1, Bratislava. — [32] Krishnan M. S., 1949: Geology of India and Burma. Madras. — [33] Lappa-

rent A. F., 1961: Un gisement de minerais de fer en Afghanistan central. *Comp. rend. Acad. Sci. France*, Tom 255, N. 22, Paris. — [34] Lapparent A. F., 1961: Sur une nouvelle série antépalaéozoïque en Afghanistan. *Comp. rend. Acad. Sci. France*. — [35] Lapparent — Mennessier, 1962: Observations stratigraphiques sur les séries précambriennes de l'Afghanistan. *Comp. Rend. Acad. Sci. France*, T. 254, No. 10, Paris. — [36] Lemmon D. M., 1949: Pansjir — Mines and Ores. Minister. of Industr., Kaboul. — [37] Lemmon D. M., 1950: Bibi Gauhar — Zinc-Lead. Minister. of Industr., Kaboul. — [38] Lemmon D. M., 1950: Farandjal lead mine — Ghorband Valley, Afghanistan. Minister. of Industr., Kaboul. — [39] Lemmon D. W., 1950: Beryl in Pegmatites of the Darri Noor area, Shewa distric, Eastern Province, Afghanistan. Minister. of Industr., Kaboul. — [40] Mennessier G., 1961 a: Sur l'extension vertical de la série de Khinguil (Afghanistan). *Comp. rend. Acad. Sci. France*, T. 252, Paris. — [41] Mennessier G., 1961 b: Sur la présence du Nummulitique à l'est de Kaboul (Afghanistan). *Comp. rend. Acad. Sci. France*, T. 252, Paris. — [42] Mennessier G., 1961 c: Les caractères structuraux des Montagnes de la région de Kaboul (Afghanistan). *Comp. rend. Soc. géol. France*. — [43] Mennessier G., 1961 d: Afghanistan. *Lexique stratigraphique international*. Vol. II., Asie, Fasc. 9 g, Copenhagen. — [44] Majorov A. N., 1961: Otčet o robotach, provedennyh v Afghanistane na mestoroždenij lapis-lazuri Sar-i-Sang v doline Sanglič v 1960 godu. Minister. of Industry. Kaboul. — [45] Maucher A., 1958: Paläontologische und geologische Untersuchungen im Tertiär von Pakistan. *Sitzungsber. d. Bayer. Akad. Wissensch. Mathem.-Naturwiss. Kl.* — [46] Momži G. S., 1961: Rezultaty izučeniya večestvennogo sostava obrazcov iz železornudnogo mestoroždenija Afghanistana. Oblast Kalu. Minister. of Industr., Kaboul. — [47] Popol S. A. — Tromp S. W., 1954: The Stratigraphy and main structural features of Afghanistan. *Proceed. K. Nederland. Akad. Wettensch. Ser. B.*, Vol. 57, No. 3, Amsterdam (s obšiahlejším zoznamom literatúry). — [48] Ramdohr P., 1955: Erzminerale und ihre Verwachsungen. *Akad. Verlag, Berlin*. — [49] Siebdrath O., 1961: Petrographische Untersuchungen der Chromiterze und Gesteine in Loggar-Thal. Minister. of Industr., Kaboul. — [50] Silin J. I. — Krylov A. J., 1963: Absoljutnij vózrast porod Sřednej Azii. *Trud. 11. ses. Komissi po opredel. absolut. vózrasta geolog. form. ANSSSR*, Moskva. — [51] Sihtholey R. V., 1938: Jurassic plants from Afghan-Turkistan. *Indian Science Congr. Calcutta*. — [52] Suess E., 1885—1909: *Antlitz der Erde*. — [53] Vjalov O. S., 1936: Bucharskij jarus. *Trudy Nėft. Geol. Rozv. Inst.*, Ser. A, fasc. 71, Leningrad—Moskva. — [54] Volin E. F., 1949: Chromit deposits in Loggar Valley, Afghanistan. Minister. of Industr., Kaboul. — [55] West W. D., 1942: Final Report on the work of the Gouvernement of Indias Coal Survey Party in Afghanistan. 1940—1942. Minister. of Industr., Kaboul. [56] Würtz E., 1960: Deutsche Geolog. Mission, Chromit, Loggar Valley. Minister. of industr., Kaboul.

JÁN ILAVSKÝ—JÁN KANTOR

CONTRIBUTION TO GEOCHRONOLOGY OF KABUL AREA (AFGHANISTAN)

In the course of one author's (J. Ilavský) working journey through Afghanistan there was an occasion to visit several ore districts. The sample material has been investigated in D. Štúr's Geological Institute in Bratislava. The results are concerned mainly with the Kashmund Mountain-range in the North of Djelalabad in the Eastern Province, with the Farandjal lead-zinc ore-deposit in the Ghorband river basin on southern slopes of the Hindukush and with several siderite-sulphidic and pegmatite mineralisations in the Pandjir river basin in Hindukush.

1. Kashmund Mountain-range North of Djelalabad

The territory of the mountain-range is built by crystalline schists mainly gneisses and locally amphibolic gneisses the phyllites, crystalline limestones etc., which have been considered as the Archaic to Paleozoic (Herbordt 1926, 1931; Krishnan 1949). These complexes are penetrated by granitoids, regarded either as tertiary ones (Goulam Ali Chan 1953; Krishnan 1949) or as undated ones (ECAFE 1959 — Economic Commission for Asia and Fare East).

Three different metamorphosed complexes have been distinguished in the crystalline of the Kashmund Mountain-range, viz.: in the centre of the mountain-range there is a migmatite zone, in which granitoid intrusion appear and in its marginal parts mesozonally metamorphosed rocks (gneisses), while the outer margins of the mountain-range are formed by epimetamorphites (various types of phyllites).

The zone of migmatites contains xenoliths of the original sediments and basic effusives. The main types are represented by migmatites consisting of quartz, orthoclase, microcline, biotite, less of amphibole and accessoric zircon, apatite, tourmaline, rutile and titanomagnetite. From the migmatite of Taragar, 11 km north-west of Djelalabad an absolute dating has been carried out by Potassium-Argon method, showing the following results: K — 4,38 %. A — $0,618 \cdot 10^{-5}$ cc/g which correspond to the absolute age of the metamorphisme of the migmatite t — 36 millions of years (m. y.).

In the zone of migmatites, in the vicinity of villages Kashmund, Surror Darra, numerous pegmatite veins occur, composed of microcline, muskowitzite, quartz, tourmaline, beryle, niobite-tantalite and spodumene. The geochronological analysis by the A — K method has been carried out on microcline of a pegmatite vein near Surror Darra. The following contents have been found: K — 10,03 % and A — $0,606 \cdot 10^{-5}$ cc/g. From the values the absolute age of microcline 27 m. y. comes out.

The zone of mesometamorphics in the Kashmund Mountain-range is built by rocks ranging prevailingly from paragneisses with insertions of arterites, amphibolites to amphibolic schistes by garnetiferous gneisses, micaschistes etc. A dating by the A/K method has been made on the hybrid rock of the zone from Surror Darra, viz. on biotite. The following values have been found: for K — 6,33 % and for A — $1,06 \cdot 10^{-5}$ cc/g, from wich an absolute age t — 43 m. y. follows.

The zone of epimetamorphics (phyllites) is the farthermost from the centre of the mountain-range and consist of the flyschoidic complexes of schistes and sandstones, sporadically also of carbonate rocks. Pellites are composed o. sericite, biotite, quartz, graphite, chlorite. In the psammitic ones muscovite, rutile, zircon, titanomagnetite, leucoxene, apatite are very often.

For the crystalline schists of the Kashmund Mountain-range paleogene age have been obtained by the potassium-argon method. Pegmatites appear somewhat younger — which is in agreement with the geological observations. Certain loss of argon in the perthitised microcline might have been also caused by diffusion, which is quite frequent in such cases.

The last metamorphisme traceable by the potassium-argon methode in the investigated part of the Kashmund-range took place during the Paleogene, when too intrusions of granitoidic rocks as well as certain mineralisations (niobite-tantalite) originated.

From the scarce data we have at our disposal neither the rôle of an alpine uplift in the observed metamorphism nor the extent of prepaleogene metamorphosis can be reliably explained. As to the latter only a weak, prevailingly epizonal pre-paleogene metamorphism can be admitted.

The Pandjir Area on Southeastern Slopes of Hindukush

as meso-epimetamorphites along the river Pandjir. They have been considered either as the Archaic (Hayden 1911; Furon 1924, 1926; Mennessier 1961; Desio 1960; Lapparent - Mennessier 1962) or as the young ones, belonging to the Mesozoic,

There are katametamorphosed complexes in Hindukush and in the Siah Koh system as well having been metamorphosed under the influence of granitoid intrusions in the Paleogene (Herbordt 1925, 1931; Brückl 1935; Popol - Tromp 1954). The presence of older as well as of younger formations in these regions has been suspected by Tromp - Popol (1954) and Desio (1960). In the map of Ecafe (1959) they have been included in the non-differentiated Paleozoic.

There are similar opinions also about the age of the granitoids in the Hindukush Mountain-range. According to one, a part of granitoids has variscian age, another part is of Jurassic or even Tertiary age (Brückl, Desio). Popol - Tromp (1954) ascribe to all a Jurassic age. In the geological map of Ecafe (1959) they have been presented as undated ones.

Migmatites of Gulbahar, from the cut of road to the village Koraba, leading through the break of the Pandjir river, are composed of quartz, orthoclase, plagioclase, amphibole, biotite, muscovite. Accessories being formed by zircon, rutile, magnetite, tourmaline, apatite. The sample has been dated by the A/K method. The following contents have been found: K — 2,43 % and A — $0,458 \cdot 10^{-5}$ cc/g, to which corresponds an absolute age $t = 49$ m. y.

In the migmatite zone North of the town Ruka there are abundant pegmatite veins in the valley Tambana Upper and Lower. Muscovite, quartz, microcline, tourmaline, in some places also beryle, niobite-tantalite and others are characteristic minerals of these pegmatites. In the muscovite taken from the pegmatite vein Tambana have been found the following contents of potassium and argon: K — 9,09 % and A — $7,446 \cdot 10^{-5}$ cc/g, which correspond to the absolute age $t = 190$ m. y. An age near the boundary between the Upper Triassic and Lower Jurassic is indicated.

In the meso- and epi-metamorphosed complexes of the Pandjir river basin, consisting of various types of phyllites, micaschists, quartzites, marmors etc., numerous hydrothermal ore mineralisations of the vein or metasomatic types with siderite, copper ores, galena, sphalerite etc. occur.

From our geochronological investigations follows that in the Pandjir area of the Hindukush there was intrusive and metamorphic activity in the Lower Jurassic as well as in the Tertiary (Paleogene). The two epochs of magmatism were not sterile neither as to the metallogenetic aspect, which will be pointed out further.

Ghorband Area — the Farandjal Pb-Zn ore-deposit.

The lead-zinc ore-deposit Farandjal, is the best known deposit in Afghanistan. It has been best opened and exploited. The country rocks of the deposit are the so-called ghorband-limestones with intercalations of marly schists, that have been stratigraphically ordered to the Jurassic (Herbordt 1926) or to the Upper Devonian to Lower Carboniferous (Hayden 1911; Griesbach 1885; Herbordt 1931) or to the non-differentiated Paleozoic (Ecafe 1959). Mennessier (1961) and Mennessier - Lapparent (1962) ordered them to the Archean. They are a part of the so-called Ghorband series (Helmand).

Granitoid rocks of the further vicinity have been described either as variscian ones (Herbordt) or as jurassic (Popol - Tromp) or the revival of magmatism in the Tertiary has been supposed (Desio). Our investigations indicate that:

1. ore-bearing limestones with Pb-Zn ore-mineralisation belong most probably to the Paleozoic, since in the rock slices the small fossils reminding Tentaculites or Coralls have been found, fossilised by pyrite,

- the Pb-Zn ore-mineralisation represented by galena, sphalerite, small amounts of pyrite, marcasite, arsenopyrite, chalcopyrite, baryte, quartz, calcite, ankerite is of hydrothermal metasomatic origin,
- the galena of the lead-zinc ore-deposit Farandjal is characterised by the following lead isotope distribution (analysis by M. Rybár): $Pb^{204} - 1,351 \%$, $Pb^{206} - 25,25 \%$, $Pb^{207} - 21,99 \%$, $Pb^{208} - 52,40 \%$ and the ratios:

$$Pb^{206}: Pb^{204} = 18,69 \quad Pb^{207}: Pb^{204} = 15,54 \quad Pb^{208}: Pb^{204} = 38,79$$

Although it is only one single analysis and no other are available for comparison from this part of the Alpine-Himalayan System it seems reasonable to assign a tertiary age to this mineralization on the basis of isotope ratios supposing a source with „normal” uranium and thorium contents and ratios. This is supported by a comparison of lead isotope mainly 206 to 207 ratios from jurassic mineralization of the island Billiton (18,80; 15,67; 38,99 Göttingen analysis) and tertiary lead-zinc deposits of Laurion, Greece (18,80; 15,67; 38,99 Columbia, or 18,99; 15,90; 39,13 Toronto). The Farandjal sample shows closer relations to the tertiary mineralisation.

Conclusions and Main Results

Basing upon our investigations it is possible to state, that magmatism, metamorphism and probably also metallogenesis in Hindukush in the territory of Afghanistan, took place at least in two epochs. Geochronologically (A/K method) it has been proved that pegmatites in Hindukush, from the deposit Tambana in the Shast valley belong to the Upper Triassic to Lower Jurassic magmatism. Isotopic analysis of Pb from the galenas of the Farandjal deposit in Ghorband points out the Tertiary metallogenesis of the area. The results are partially in agreement with some older opinions (Tromp—Popol, Desio).

Magmatism, metamorphism and metallogenesis of the mountain system of the Kashmud range seem to have a more simple development. By the A/K method, carried out on the microcline from the pegmatite of Surror Darra (27 m. y.) on migmatite of Taragar 11 km NW of Djelalabad (36 m. y.) and on biotite from migmatites of Surror Darra (43 m. y.) a paleogene age of metamorphism has been obtained. These results are in agreement with some older opinions about the Tertiary (Paleogene) magmatism, metallogenesis and metamorphism of these mountain-ranges (Krishnan, Popol—Tromp).

Magmatism, metamorphism and metallogenesis on the Afghanistan territory took place polycyclically in several epochs and cycles, which is in agreement with the latest geological and geochronological investigations in the Pamir-range in the sense of Barchatov—Barchatova (1962), of Krylov—Silin (1963) and of other authors describing the Alpine-Carpathian system of Europe (Huttenlocher — 1953; Czissarz 1956; Ilavský—Čillík 1959; Kantor 1964).

Similar conclusions were reached by Bariand (1963) about the lead-zinc mineralisation of the Iran-Afghanian metallogenetic province. Besides a variscian metallogenesis is supposed by him. Our results remarkably supported some older views on the geologic-tectonical development of Afghanistan (Popol—Tromp 1954; Desio 1960) they couldn't however confirm certain opinions by Mennessier (1961) and Mennessier—Lapparent (1962) on the same problem.

In the field investigation in Afghanistan we have been kindly attended by the Afghanian geologists and mining engineers Mr. Goulam Ali Chan, Said Hashem Mirzad and Ahmad Ali Akefi, to whom. We should like to express our obligeness and many thanks for help and understanding, a lot of informations and basic geological and sample materials.

*Dionýz Štúr's Geological Institute
Bratislava,*

JÁN KANTOR

**PRÍSPEVOK KU GENÉZE NIEKTORÝCH LOŽÍSK
PODĽA IZOTOPOV OLOVA — SZABADBATTYÁN (MAĎARSKO)**

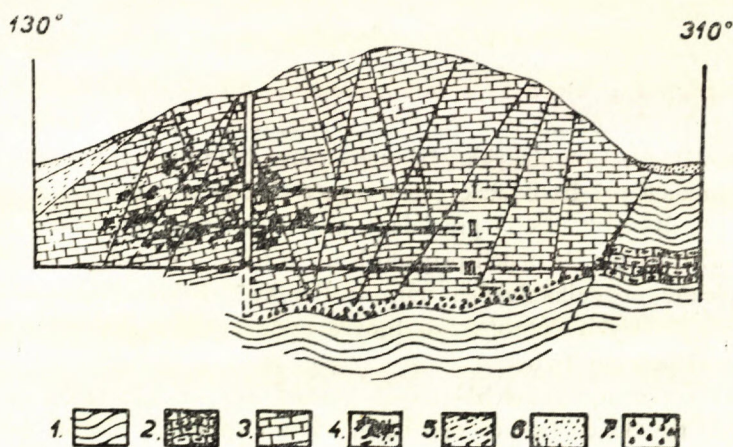
Úvod

V Západných Karpatoch sa k mladoterciérnej metalogenetickej epoche pričleňoval i rad Pb-Zn ložísk, vystupujúcich v strednotriasových vápencoch a dolomitoch. Na základe izotopických výskumov olova bolo možné o niektorých z nich napr. o Ponikách pri B. Bystrici (Kantor 1965) a Píle SZ od Novej Bane (Kantor — Biely 1965) preukázať, že ich nemožno geneticky spájať s neogénnym vulkanizmom. V oboch prípadoch ide o ložiská v tesnej blízkosti rozsiahlych komplexov neovulkanických hornín: Poniky pri západnom okraji masívu Poľany, Píla pri styku Pohronského Inovca budovaného andezitmi s predterciérnymi útvarmi pohoria Tribeč.

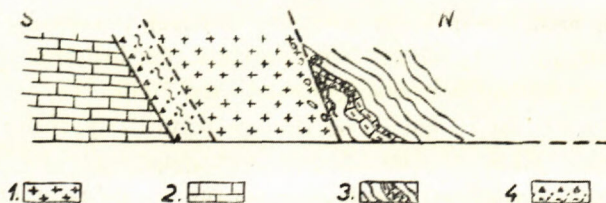
Genetické problémy rudných ložísk z oblastí, kde sa mineralizácia opakovala vo viacerých metalogenetických epochách, bývajú spravidla zložité, bežnými metódami geologicko-ložiskového výskumu často jednoznačne neriešiteľné, zvlášť ak v rôznych epochách vznikajú podobné mineralizácie. Primárnu mineralizáciu od remobilizovanej (sekundárne hydrotermálnej) často možno odlíšiť za použitia izotopických výskumov. Vzhľadom na značný význam, ktorý má objasnenie genézy a pričlenenie ložiska k určitému magmatizmu, venovali sme pozornosť hydrotermálnym procesom práve v takýchto styčných oblastiach. Patrí k nim aj okolie Szabadbattyánu (Maďarsko) s metasomatickým ložiskom galenitu, na ktorom sa vykonávali kutacie a banské práce od roku 1938.

Szabadbattyán leží asi 70 km JZ od Budapešti, medzi pohorím Velence a Blatenským jazerom v MLR. V jeho JZ okolí vystupuje z pleistocénno-panónskych sedimentov ostrovček starších hornín, obnažených na povrchu kryštalických vápencov, v ktorých sa vyskytuje i Pb-S zrudnenie. Geologickými a metalogenetickými otázkami tejto oblasti sa novšie zaoberali najmä A. Földvári (1946,

1952), J. Kiss (1951, 1954) a B. Jantsky (1957). Podľa nich predstava je okolie Szabadbattyánu JZ pokračovanie pohoria Velence, od ktorého je oddelené mohutnou poklesovou kryhou medzi Szabadbattyán—Úrhidom a Szekesfehervárom, v ktorej dosahujú značných mocností hlavne panónske sedimenty. Z nich vyčnievajú i kryštalické vápence z vrchu Szár J od Szabadbattyánu ako najvyšší člen tunajšieho paleozoika (Kiss l. c.; Földvári l. c.); dosahujú mocnosti 100—120 m. Sú jemno až strednokryštalické, väčšinou biele, príp. svetlých odtieňov (vrstevnatosť spravidla nezreteľná), veľmi čisté. Hydrotermálne-metasomatickou cestou vznikli v nich polohy hrubokryštalických Fe, Mn, Ca-karbonátov (ankeritov-sideritov), vyznačujúcich sa oproti pôvodným vápencom väčšou zrnitosťou (až 1 cm). Z týchto vápencov nie sú známe žiadne organické zvyšky, na základe ktorých by bolo možné ich stratigrafické začlenenie. Podľa Földváriho (1952) sa petrograficky líšia od devónskych vápencov západného Maďarska.



Obr. 1. Profil ložiskom Szabadbattyán (podľa J. Kissa 1951). 1 — ílovité bridlice, 2 — bitumínózne a grafitické vápence (1-2 spodný karbón — viséen); 3 — svetlé prekremenené a limonitované vápence — vrchný karbón; 4 — galenitová ruda; 5 — piesky a íly — panón; 6 — spraš; 7 — brekcie.



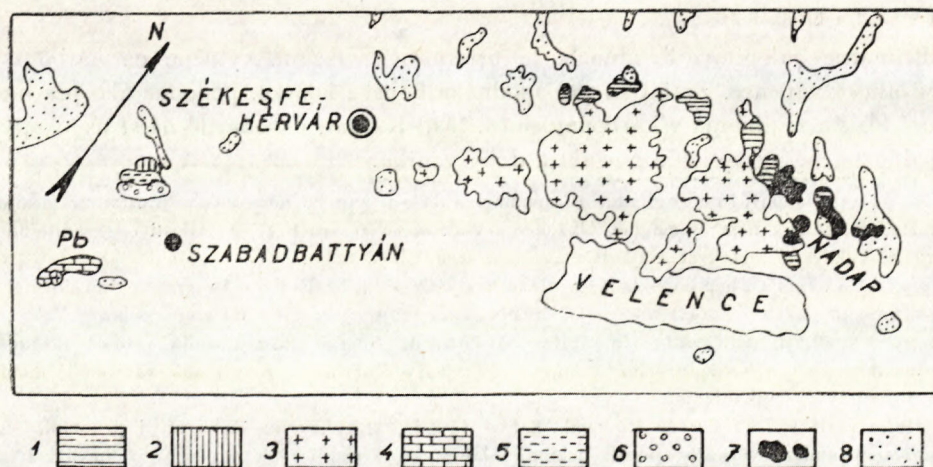
Obr. 2. Vystupovanie andezitu na ložisku (profil podľa J. Kissa 1954) 1 — andezit; 2 — vápence; 3 — ílovité bridlice s vložkami tmavých vápencov; 4 — tektonicky drvené horniny.

Kryštalické vápence sú tektonicky silne postihnuté a ich styk s podložným súvrstvom ílovitých bridlíc býva tiež tektonický. V podložnom súvrství sú zastúpené ílovité bridlice (Földvári, Kiss, l. c.): šedozele a žltosedé, jemnozrnné kremité pieskovce a kremence. Miestami vystupujú v nich slabšie polohy tmavých grafiticko-bituminóznych vápencov s bohatou morskou faunou koralov, brachyopódov, bryozoi a s mikrofaunou, na základe čoho sa považujú za najvyššiu časť spodného karbónu — vrchný viséen (Kolosváry 1951; Földvári l. c. Kiss l. c.). Na základe toho a odlišnosti oproti devónskym vápencom sa pre nadložné kryštalické vápence vrchu Szár predpokladá vrchnokarbónsky vek.

Pri Polgárdi pretína kryštalické vápence 1–8 m mocná žila svetlej eruptívnej horniny, miestami značne rozložená-kaolinizovaná. Iba zbežne ju mikroskopicky a po chemickej stránke skúmal A. Vendl, ktorý ju označuje ako aplit; v podstate rovnako ju interpretuje aj Földvári (1952), ktorý predpokladá, že v podloží szabadbattyánskeho paleozoika sa nachádza granitická intrúzia, zhodná s granitom typu Velence, z ktorej prenikli aplity až do vrchnokarbónskych kryštalických vápencov.

Detailnejšie sa žilnou horninou zaoberal Kiss (1951), ktorý ju považuje za prechodný typ medzi kremitým porfýrom a granitporfýrom. Zdôrazňuje subvulkanický, a nie hypoabysálny charakter horniny, s poukazom na podobnosť s permským vulkanizmom kremitých porfýrov v pohorí Velence.

V oblasti szabadbattyánskeho vrchu Szár boli okrem uvedených paleozoických hornín na povrchu známe iba panónske a pleistocénne sedimenty. Kiss (1954)



Obr. 3. Situačný náčrt ložiska (schematizované podľa Geol. mapy Maďarska 1 : 300 000 z r. 1956). 1 — kontaktne metamorfované horniny; 2 — fylity; 3 — granitoidy, kremité porfýry (karbón, perm); 4 — vápence; 5 — vápence, sliene, íly — vrchný eocén; 6 — zlepenec, íly, piesky — helvét; 7 — andezity — vrchný eocén; 8 — íly, piesky — panón; kvartér (bez značky).

zistil v banských priestoroch na 39. horizonte 7—8 m mocnú žilu erupzívnej horniny, v tektonickom styku medzi kryštalickými vápencami a spodnokarbónskym bridličnatým súvrstvom. Zvlášť pozdĺž styku žily s vápencami je pásmo tektonického drvenia pomerne mocné (až 1—2 m).

Hornina sa už makroskopicky nápadne líši od kremitého porfýru. Kiss ju charakterizuje ako propylitizovaný biotiticko-amfibolický andezit, ktorý sa v podstate nelíši od andezitu pohoria Velence. Na základe týchto skutočností a nálezu andezitových tufov vo vrchnom eocéne pri Lovasberény (Schréter — Mauritz 1952 in Jánitsky 1957) považuje sa i szabadbattyánsky andezit za vrchnoeocénny.

Ložiskové pomery

Szabadbattyánske galenitové zrudnenie je typicky metasomatické a nachádza sa v hnedavom ankerite a železitom kalcite (obsah Fe_2O_3 sa pohybuje okolo 7—8 %). Metasomatizujúce roztoky vnikali do vápenca pozdĺž systému porúch NE—SW smeru (Földvári 1952). Galenitové zrudnenie je veľmi nepravidelné, vytvárajúc spravidla hniezda a impregnácie v ankeritickom karbonáte a vápenci, pričom galenit je mladší ako Fe-metasomatóza (Kiss 1951). Podstatne zriedkavejšie vytvára drobné žilôčky, v ktorých vystupuje sám, alebo s kremeňom.

Podľa mikroskopických výskumov Kissa (l. c.) možno v galenite, ktorý je striebromonosný, pozorovať vlnovitú transláciu. Sporadicky je prítomný tetraedrit, mladší ako galenit.

Kiss určil tento paragenetický sled: 1. siderit, 2. striebromonosný galenit a tetraedrit, 3. kremeň a kalcit. Ruda obsahuje 0,4—2,0 g/t zlata v submikroskopickej forme. Z výplavu ílovito-piesčitej bridlice uvádza Kiss celkom ojedinelé zlatinky, súvisiace pravdepodobne s pyritom. Zo sekundárnych minerálov zistil hlavne: cerussit, anglezit, limonit, chalkozín, kovelín, malachit, kuprit, rýdzu meď a bindheimit.

Primárne galenitové zrudnenie je priestorove viazané výlučne na karbónske kryštalicke vápence. Zatiaľ sa pre spodnokarbónske ložisko, podobne ako pre niektoré Pb-Zn zrudnenia v karbonátoch čs. časti Karpát, nepodarilo nájsť uspokojivé a jednoznačné vysvetlenie pôvodu a doby vzniku.

Kiss (1951) považuje zrudnenie za apomagmatické, u ktorého nemožno bezprostredne pozorovať žiaden vzťah k nejakej magme. Naznačuje však možnosť genetickej závislosti od granitoidnej intrúzie. Vekove je metalizácia mladšia ako žila kremitého porfýru.

Földvári (1952) predpokladá v hĺbke pod ložiskom Szabadbattyán granitoidnú intrúziu, v podstate rovnakého charakteru a veku, aká vytvára jadro severnejšie ležiaceho pohoria Velence. Na jej prítomnosť súdi podľa tzv. aplitu od Polgárdi. Spätosť Pb-zrudnenia s touto magmou predpokladá preto, lebo podľa jeho výskumov nič nenasvedčuje tomu, žeby mohlo súvisieť s mladším andezitovým vulkanizmom.

Hlbšie časti ložiska neskôr študoval Kiss (1954), ktorý okrem iného zistil prítomnosť už spomínanej andezitovej žily pozdĺž tektonického styku kryštalicích vápencov s bridličnatým súvrstvom. Propylitizovaný andezit, pripomínajúci voľným okom aplit, obsahuje šnúry, hniezda a impregnácie rudných minerálov — pyritu, galenitu a molybdenitu, okrem kremeňa a mangankalcitu. Tento závažný nález galenitom zrudneného andezitu v szabadbattyánskom ložisku viedol Kissa k novému zhodnoteniu genézy.

Zrudnenie genetickej odvodzuje od andezitového vulkanizmu a vekove začleňuje do vrchnoeocén-

no-neogénnej metalogénnej epochy. V prospech paralelizácia Pb-Mo zrudnenia v andezitoch so szabadbattyánskym metasomatickým galenitom hovorili i predchádzajúce výskumy (A. Földvári 1947; M. Földvári 1947), ktorými sa v metasomatickom galenite zistil Mo v tisícinách percenta. A. Földvári (1947, 1952) však szabadbattyánske ložisko (Pb-Mo) považuje za produkt postmagmatickej činnosti granitoidnej intrúzie. Naproti tomu stopový Mo v pohorí Velence geneticky spája s andezitovou vulkanickou činnosťou a s postvulkanickými procesmi (na základe spektrálnych analýz; M. Földvári). Molybdén nezistili v granitoidoch, granitporfýroch, aplitoch, kvarcitoch ani v kontakte premenených horninách plášťa. Naproti tomu andezitové horniny sa ukázali ako molybdénonosné.

Jántsiky (1957), ktorému vďačíme za detailnú monografiu o pohorí Velence, dospel k odlišnému názoru na metalogézu tejto oblasti. Molybdenit spája geneticky hlavne s granitoidnou magmou. Uvádza ho z granitoidných pegmatitov a bezživcových kremenných žíl vrchu Gécsi v SV cípe Velence a z iných miest tohto pohoria. Rovnaký pôvod pripisuje aj hydrotermálnej mineralizácii v pohorí Velence, predovšetkým kremeň-fluoritovým žilám (miestami s karbonátmi a barytom), s lokálne vyvinutými sulfidmi. Najčastejšie sa v nich vyskytujú sfalerit a galenit. Pozdĺž severného ukončenia pohoria v okolí Nadapu sú však indicie podobnej mineralizácie (najmä Pb-Zn) známe i z terciérnych andezitov.

Následkom týchto skutočností naráža sa často na problém genetického pričlenenia určitej mineralizácie k postmagmatickej, alebo k postvulkanickej činnosti. Nevyjasnená ostáva aj otázka regenerácie starších zrudnení počas terciérneho andezitového vulkanizmu. Pomery sú v tomto ohľade komplikované, hlavne v SV časti pohoria Velence, kde sa mohutnejšie uplatnil andezitový vulkanizmus. V oblasti Szabadbattyánu pristupuje k tomu ešte pomerne zlá odkrytosť predneogénnych útvarov na povrchu i v hlbších partiách v okolí ložiska.

Z galenitu, metasomaticky vystupujúceho v tunajšom vrchnokarbónskom vápenci sme na Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave vyhotovili izotopickú analýzu.

Výsledok:	Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208
	1,364 %	24,84 %	21,36 %	52,44 %
	1,000	18,21	15,66	38,44
	5,491	100,00	86,00	211,12

Pomerné zastúpenie jednotlivých izotopov olova je tu v ostrom kontraste s izotopickým zložením, reprezentujúcim eocénno-neogénnu mineralizáciu Západných Karpát. Hoci eocénne andezity prenikli až do kryštalickej vápencov, v ktorých sa nachodí galenitové ložisko, nebolo možné izotopickým rozborom potvrdiť eocénny vek mineralizácie, ako to predpokladal Kiss (1954). Naopak, vyplýva z neho predterciérny vek olova, a teda i primárnej mineralizácie. Po metodickej i genetickej stránke zaujímavé by bolo porovnanie izotopického zloženia Pb z metasomatického ložiska s Pb z galenitu, ktorý zistil v andezite Kiss; bohužiaľ sme takýto materiál nemali k dispozícii. Ak by mal rovnaké zloženie ako galenit z ložiska, bolo by to dôkazom, že andezit bol pôvodne chudobný na Pb a galenit v ňom je väčšinou asimilovaný zo staršieho zrudnenia.

Mohlo však ísť aj o indície PbS späté výlučne s andezitmi, čo by sa prejavilo na izotopickom zložení, blízkom neogénnej mineralizácii.

Bez izotopického rozboru Pb z galenitov, vystupujúcich v andezite, sa pre génezu szabadbattyánskeho ložiska rysujú tieto alternatívy:

(1) *Mineralizácia súvisí istým spôsobom s andezitovým vulkanizmom.* V tom prípade ju však podľa izotopického zloženia nemôžeme považovať za primárnu; išlo by o pôvodne staršiu, predterciérnu mineralizáciu, regenerovanú počas hydrotermálnych procesov, doprevádzajúcich andezitový vulkanizmus. Obsah „juvenálneho“ Pb v andezite musel by v tom prípade byť veľmi malý v porovnaní s asimilovaným Pb, ako to vyplýva z nízkych obsahov rádiogénnych izotopov v ložiskovom galenite.

(2) *Mineralizácia je predterciérna bez akýchkoľvek genetických vzťahov k andezitovému vulkanizmu.* Priestorová blízkosť eocénneho andezitu zrudneného galenitom — molybdenitom a pyritom k metasomatickému Mo-nosnému galenitu vo vrchnokarbónskych vápencoch je výsledkom opakovaných tektonických, magmatických a hydrotermálnych procesov v rôznych epochách.

Nateraz nie je možné vylúčiť ani jednu z týchto alternatív. Väčšina náznakov však svedčí v prospech druhej (tektonické postihnutie ložiska, translačne ohnuté lamely v galenite, uvádzané Kissom atď.). Prvá alternatíva o remobilizácii staršej Pb-rudnej mineralizácie by odpadla, ak by sa dokázalo, že Pb z galenitových impregnácií v andezite má izotopické pomery blízke neogénnym galenitom. Tým by sa jednoznačne potvrdila nezávislosť a rôzny vek oboch druhov PbS.

Pravda, ani rovnaké izotopické zloženie (starší modelový vek) galenitov by nevyučovalo terciérny vek andezitu a predterciérny pôvod metasomatického zrudnenia, a to v tom prípade, keby galenitové indície v andezite boli produktom asimilácie staršieho Pb-zrudnenia. Pohorie Velence je oblasťou, kde sa uplatnila staršia, na granitoidnú magmu viazaná (J á n t s k y l. c.) metalizácia. Silné prejavy andezitového vulkanizmu a hydrotermálnych indícií, zvlášť na SV pohoria svedčia o existencii terciérnej mineralizácie. Rozsah tejto i regeneračných procesov, ktoré postihli produkty staršej metalogenetickej epochy, nemohol byť doterajšími výskumami plne objasnený, hoci práce J á n t s k e h o (l. c.) a K i s s a (1954) prinášajú v tomto smere určité náznaky.

Z izotopických výskumov vyplýva, že jedna z najväčších rudných mineralizácií tejto oblasti, szabadbattyánske metasomatické ložisko galenitu *nepatrí do terciérnej metalogenetickej epochy*. Olovo je staršie, i keď rad doterajších geologických pozorovaní sa zdal svedčiť v prospech genetického pričlenenia k hydrotermálnym produktom vrchnoeocénneho andezitového vulkanizmu.

Podobné prípady autor novšie popísal aj z niektorých západokarpatských ložísk. (K a n t o r l. c.; K a n t o r — B i e l y 1965).

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATŪRA

- [1] Földvári A., 1947: Postvolcanic Molybdenum traces in the Velence — Mountain. *Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici*, Budapest. — [2] Földvári M., 1947: Examination of Molybdenum — content in rocks of the Velence — Mts with spectral analytic methods. *Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici*, Budapest. — [3] Földvári A., 1952: A Szabadbattyán álomére — és kövületes karbonelöfordulása. *Magyar Tud. Akad. Műszaki Tudományok Asztályának közleményei*, Budapest. — [4] Jántsky B., 1957: Géologie de la Montagne de Velence. *Geologica Hungarica*, Budapest. — [5] Kantor J., 1965: Thermoluminescence and lead isotopes at the Poniky lead — zinc deposit in the Triassic of the West Carpathians. *Geol. Sborník XVI/1*, Bratislava. — [6] Kantor J.—Biely A., 1965: The ore-deposit „Jan Nepomucký” near Píla and its genesis according to lead isotopes. *Geol. práce, Zprávy 37*, Bratislava. — [7] Kiss J., 1951: Les conditions géologiques et metallogénétiques du mont Szár de Szabadbattyán. *Földtani Közlöny LXXXI/7-9*, Budapest. — [8] Kiss J., 1954: Andesite from Szabadbattyán and its importance concerning the genesis of ores. *Földtani Közlöny 84*, No 3. Budapest. — [9] Kolosváry G., 1951: The Lower — Carboniferous Corals from Hungary. *Földtani Közlöny 8.*, No 7-9. Budapest.

JÁN KANTOR

BEITRAG ZU GENESE EINIGER ERZLAGERSTÄTTEN AUF GRUND DER BLEIISOTOPE—SZABADBATTYÁN (UNGARN)

Die genetische Problematik von Erzlagerstätten aus Gebieten, wo sich ähnliche Mineralisationen in verschiedenen metallogenetischen Epochen wiederholten und ausserdem die Möglichkeit einer sekundären hydrothermalen Mobilisation besteht, ist gewöhnlich kompliziert. Dies konnten wir an einigen Beispielen aus den Wstkarpaten zeigen, wo sich Lagerstätten, die man eindeutig als zugehörig zur jungtertiären Metallogenese betrachtete, nach den isotopischen Untersuchungen als vortertiär erwiesen hatten (Kantor 1965; Kantor—Biely 1965). Wir widmeten daher unsere Aufmerksamkeit solchen Grenzgebieten, wo eine Zugliederung von Lagerstätten zu gewissen Magmen, oder metallogenetischen Epochen aus rein geologischen Untersuchungen recht schwierig, oder unmöglich erscheint. Die Lagerstätte Szabadbattyán gehört zu solchen Vererzungen. Sie liegt ca 70 km SW von Budapest, zwischen dem Velence-Gebirge und dem See Balaton.

Mit den geologischen und lagerstättenkundlichen Untersuchungen dieses Gebietes haben sich neulich hauptsächlich A. Földvári (1946, 1952), J. Kiss (1951, 1954) und B. Jántsky (1957) befasst. Nach diesen Untersuchungen ist die Umgebung von Szabadbattyán die südliche Fortsetzung des Velence-Gebirges.

In den kristallinen Kalken des Berges Szár, südlich von Szabadbattyán, befindet sich die metasomatische Pb-Lagerstätte. Die Kalke enthalten keine Versteinerungen und sind tektonisch stark beeinflusst. In deren Liegendem ist ein Komplex von Tonschiefern, feinkörnigen Sandsteinen und Quarziten mit Einlagerungen dunkler, bituminöser, graphithaltiger Kalke entwickelt. Diese enthalten eine reiche Makro- und Mikrofauna, auf Grund deren ihr Alter auf oberes Viséen bestimmt wurde (Földvári, Kis, l. c., Kolosváry 1951). Den erzhaltigen lichten Kalken wird daher oberkarbonisches Alter zugeschrieben.

Bei Polgárdi werden sie durch einen Gang durchbrochen, den man früher als Aplit betrachtete. Nach eingehendem Studium (Kiss 1951) wurde dieses Ganggestein als ein Übergang zwischen Quarzporphyr und Granitporphyr beschrieben und auf seine Beziehungen zum permischen Quarzporphyrvulkanismus des Velence-Gebirges hingewiesen.

Später entdeckte J. Kiss (1954) in der Grube einen propylitisierten Biotit-Amphibol-Andesit, gangförmig zwischen den Kalken und Tonschiefern. Durch Analogie mit Andesittuffen im oberen Eozän bei Lovasberény wird dieser Andesit auch in das obere Eozän eingereiht (Schréter-Mauritz 1952 in Jántsky 1957).

Die Lagerstätte Szababattyán ist eine typische metasomatische Vererzung. Pb-Erze sind auf diejenigen Teile der Kalksteinlage beschränkt, welche auch durch eine intensive Fe-Metasomatose (Siderit, Ankerit) ergriffen wurden.

J. Kiss (l. c.) gibt die Ausscheidungsfolge an: 1. Siderit; 2. silberhaltiger Galenit und Tetraedrit; 3. Quarz und Kalzit.

Die Vererzung wurde jünger als der permische Quarzporphyrgang, apomagmatisch — ohne beobachtbare Beziehungen zu irgendwelchem Magma betrachtet (J. Kiss 1951). Nach A. Földvári (1952) ist die Pb-Lagerstätte genetisch an eine nicht aufgeschlossene, mit dem Velence-Granit identische Granitintrusion gebunden.

Der Fund des propylitisierten, Schnüre, Nester und Ipregnationen von Pyrit, Galenit Molybdänit, Quarz und Manganokalzit enthaltenden Andesites (J. Kiss 1954) in der Nähe der Lagerstätte äusserte sich auch in den Ansichten auf die Genese der Vererzung aus. Es wurden sehr enge genetische Beziehungen zwischen den obereozänen Andesiten und der metasomatischen Galenitlagerstätte vorausgesetzt. Ähnliche Verhältnisse wie in Szababattyán wurden in dieser Hinsicht auch auf der Lagerstätte bei Pila, nördlich von Nová Baňa in der Slowakei beobachtet (Kantor-Biely l. c.).

Der Mo-Gehalt der metasomatischen Galenite in Szababattyán (A. Földvári 1947; M. Földvári 1947) einerseits und die Molybdänitimpregnationen im Andesit andererseits, schienen die Ansichten über eine an Andesite geknüpfte Vererzung zu bekräftigen.

Im Velence-Gebirge konnte Mo-Gehalt in Andesiten M. Földvári (l. c.) und Zusammenhänge zwischen variszischen Graniten und Molybdenitvererzung B. Jántsky (1957) nachweisen.

Für die Szababattyáner Lagerstätte ergeben sich daher folgende Möglichkeiten der Genese: a) an variszische Granitintrusion; b) an eozäne Andesite geknüpft; c) vortertiäre Vererzung während des andesitischen Vulkanismus remobilisiert.

Im Geologischen Institut D. Štúr wurde zur Klärung Blei aus dem Galenit dieser Lagerstätte massenspektroskopisch untersucht. Resultat:

Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208
1,364 %	24,84 %	21,36 %	25,44 %
1,000	18,21	15,66	38,44
5,491	100,00	86,00	211,12

Die Isotopenverhältnisse sind mit einer primären tertiären Mineralisation unvereinbar. Obzwar hier, ähnlich wie auf der Lagerstätte Poniky in der Slowakei, Andesite in unmittelbarer Nähe der Galenitvererzung auftreten, ist diese vortertiär. Die Andesite sind längs derselben oder benachbarten tektonischen Linien emporgedrungen, die in früheren metallogenetischen Epochen als Zuführungskanäle der erzbringenden, hydrothermalen Lösungen dienten. Sie haben zur Vererzung keine genetischen Beziehungen. Diese Interpretation steht im Einklang mit den meisten, auf der Lagerstätte beobachteten Tatsachen.

Eine alternative Deutung, dass die Lagerstätte durch die Mobilisation einer älteren Vererzung während des andesitischen Vulkanismus entstanden wäre, ist weniger wahrscheinlich. In dieser Hinsicht könnte wichtige Anhaltspunkte eine isotopische Analyse des im Andesit enthaltenen Galenit-Bleies liefern. Stünden die Isotopenverhältnisse dieses Pb nahe denjenigen aus tertiären Lagerstätten der Karpaten, würde dies gegen eine Mobilisation zeugen.

Im Velence-Gebirge machte sich nach den Untersuchungen von B. Jántsky (l. c.) eine ältere, variszische, an den Granitmagmatismus gebundene Mineralisation geltend. Intensive Äusse-

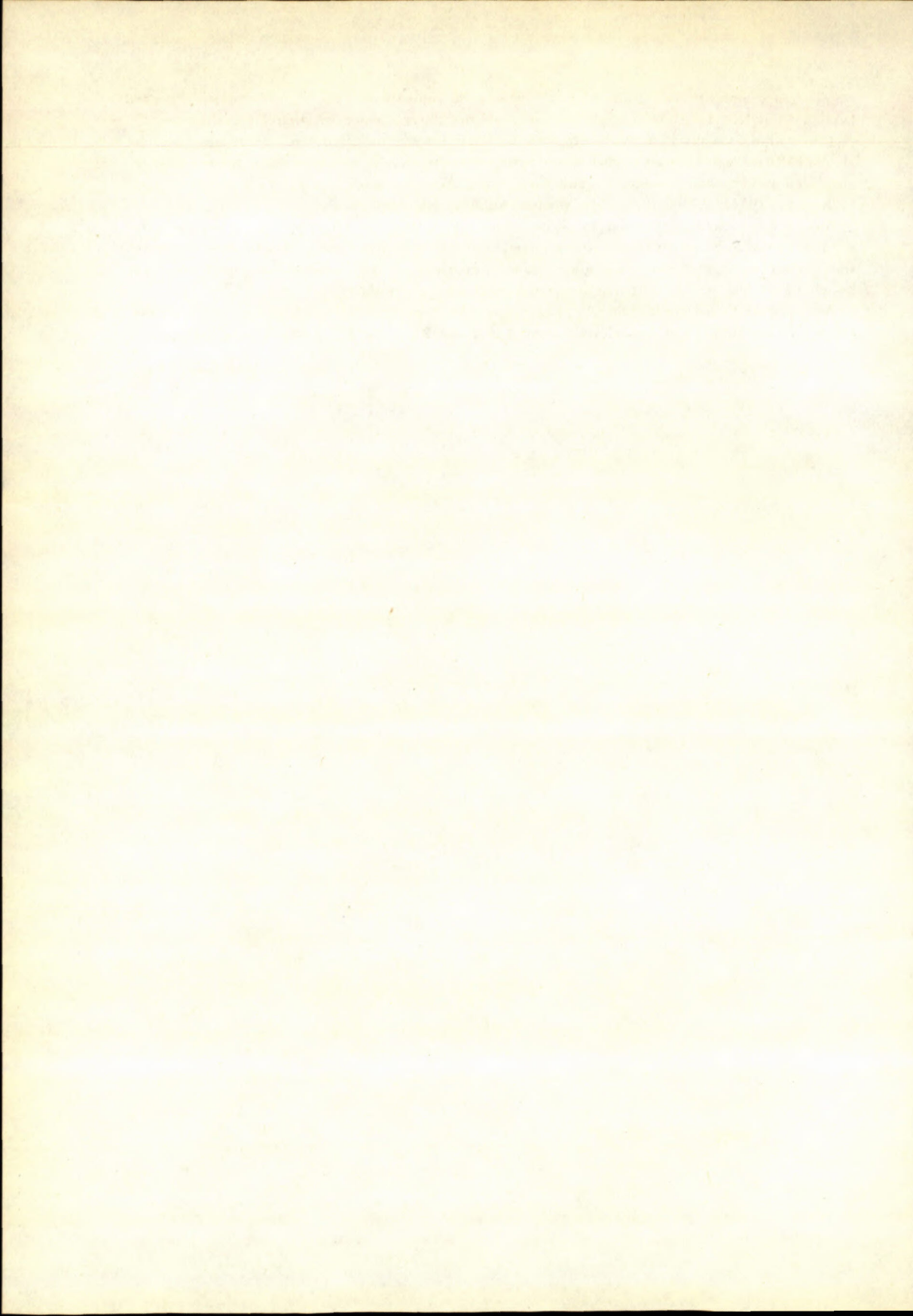
rungen eines andesitischen Vulkanismus, sowie auch Indikationen der hydrothermalen Tätigkeit besonders im NO des Gebirges, deuten auch auf die Existenz einer tertiären Mineralisation.

Der Umfang sowohl dieser Vererzung, als auch der Regenerationsprozesse, die die Produkte der älteren Mineralisationsepochen betroffen hatten, konnte durch die bisherigen Untersuchungen nicht genügend geklärt werden, obzwar schon die Arbeiten von B. J á n t s k y (1957) und J. K i s s (1954) in dieser Hinsicht gewisse Anhaltspunkte bringen.

Aus den Isotopenverhältnissen folgt, dass man die intensivste Pb-Vererzung dieses Gebietes die Lagerstätte Szabadbattyán als *eine primär vortertiäre betrachten muss*, obwohl viele Tatsachen (mit Galenit vererzter Andesitgang in der Nähe der Lagerstätte usw.) scheinbar auf enge genetische Beziehungen zwischen Andesit und der metasomatischen Galenitlagerstätte deuten.

Analogische Fälle wurden für die Lagerstätten Poníky (Kantor 1965) und Píla (Kantor—Biely 1965) aus dem slowakischen Anteil der Karpaten beschrieben.

*Geologisches Institut D. Štúr,
Bratislava*



JÁN KANTOR—ANTON BIELY

LOŽISKO JÁN NEPOMUCKÝ PRI PÍLE A JEHO GENÉZA PODLA IZOTOPOV OLOVA

Úvod

Najzápadnejší výskyt Pb rúd v triasových karbonátoch Západných Karpát je známy od obce Píla, okres Nová Baňa. Ložisko Ján Nepomucký leží asi 700 m od Píly, smerom na Veľké Pole pri ceste Žarnovica—Oslany. Najintenzívnejšie bolo tunajšie Pb zrudnenie exploitované počiatkom minulého storočia. V rokoch 1952—1957 sa tu uskutočnili prieskumné vrtné práce, ktorými sa mal overiť charakter zrudnenia v opustených banských priestoroch a ev. hĺbkové a smerné pokračovanie ložiska. Vyhľadávacie práce sa skončili negatívne: bolo zistené vydobytie Pb rudy starými štôľňami; ani vrtmi sa nezistilo novšie zrudnenie (P o l á k 1954). Napriek tomu si zaslúži Pb-ložisko Ján Nepomuk pozornosť geológov z dvoch príčin: 1. zrudnenie leží v triasových karbonátoch, t. j. patrí medzi ložiská s nedostatočne objasnenou genézou nielen u nás, ale aj v oblasti Východných Álp, Poľska atď.; 2. ložisko leží tesne na západnom okraji mohutného komplexu stredoslovenských neovulkanitov a je jediným, kde ložisková výplň je v bezprostrednom styku so žilami andezitov. Na základe týchto skutočností v minulosti autori jednoznačne zdôrazňovali spätosť zrudnenia s neogénnym andezitovým magmatizmom.

V rámci systematického izotopického výskumu Pb zo západokarpatských rudných ložísk sme sledovali aj pomery izotopov v galenite tunajšieho ložiska. Na ich základe nemožno potvrdiť doterajšie názory na genézu zrudnenia a treba hľadať novú interpretáciu, ktorá by bola v súlade nielen so skutočnosťami, zistenými geologickým výskumom, ale i s izotopickým zložením Pb galenitu.

Geologické pomery

Východná časť pohoria Tribeč v oblasti Píly a Veľkého Poľa sa vkladuje medzi neovulkanity Vtáčnika a Pohronského Inovca. V tejto časti na stavbe pohoria sa podieľajú tri neoidné tektonické jednotky, ležiace jedna nad druhou: tatridy, križňanský a chočský príkrov.

Tatridná jadrová jednotka sa tu smerom na JV ponára pod subtatranské príkrovy. Vrstevný sled tatrid je veľmi neúplný. Na povrchu vystupujú výbežky kryštalického jadra, budovaného kryštalickými bridlicami, označenými ako tatranská séria (M á š k a — Z o u b e k 1960). Z obalovej série v širšom okolí je zachovaný iba perm (pestré arkózy, droby, bridlice) a spodný trias (kremence). V bezprostrednom okolí Píly sú však i tieto tektonicky úplne redukované, podobne ako vyššie členy mezozoika.

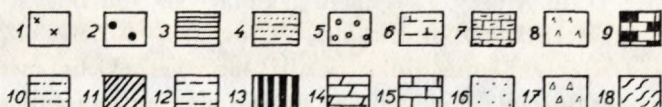
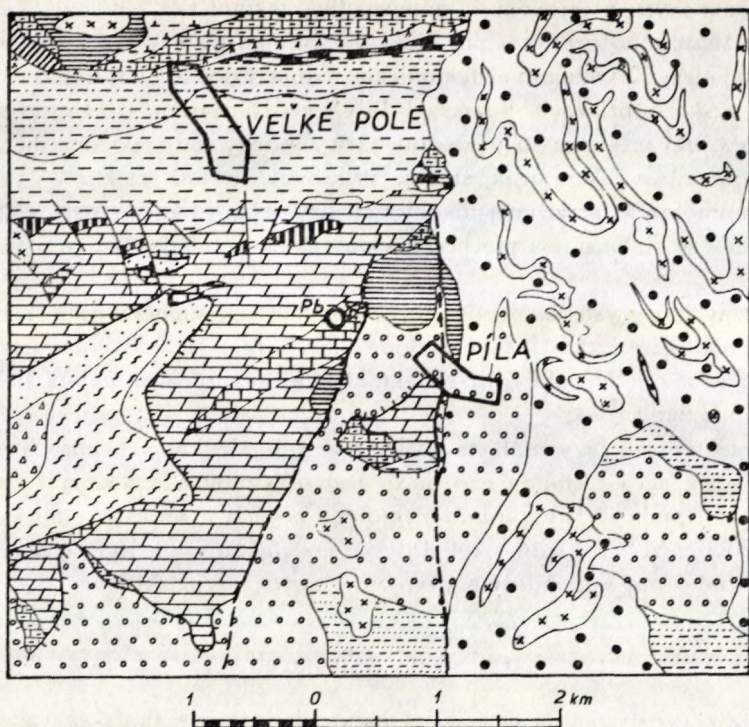
Križňanský príkrov je hlavným stavebným elementom východnej časti Tribča a je zastúpený anisom až albom. Na báze vrstevného sledu sú biele, bielosivé, béžové hrubolavicovité a masívne aniské vápence, jemnozrnné alebo celistvé, s mikrozrnitou mramorovitou štruktúrou. V nich sú vložky dolomitov, dolomitických vápencov. Mocnosť tohto súvrstvia je ovplyvnená tektonicky a pohybuje sa medzi 0 a 100 m. Na tektonickom kontakte s kryštalinikom a niekedy i uprostred vápencov sú tieto zmenené na bunkovité horniny-rauwaky. Aniský vek vápencov je odvodený z polohy: sú bezprostredným stratigrafickým podložím dolomitového komplexu, ladinský vek ktorého je paleontologicky preukázaný.

Dolomit ako vyšší člen stredného triasu je sivý, masívny, drobnozrnný i celistvý; má pelitomornú drobnozrnnú, organodetrítickú, alebo pseudoolitickú štruktúru a charakteristický ostrohranný rozpad. Mocnosť komplexu dolomitu sa mení a pohybuje sa okolo 200 m. Tak ako vápence i dolomity sú na tektonickom kontakte s podložím miestami zmenené na rauwaky.

V réte začína nový sedimentačný cyklus; jeho uloženiny sú v oblasti Píla—Veľké Pole dosť obmedzené. Sú to čierne organodetrítické vrstevnaté vápence s vložkami tmavých slienitých bridlíc, ktoré pozvoľne prechádzajú do liasu. Jura a krieda má litologicko-stratigrafický vývoj v podstate zhodný so sériou, M a h e l o m (1961) nazvanou zliechovská.

Chočský príkrov ako najvyššia tektonická jednotka vystupuje v južnej časti územia; zastupuje ho karbón a perm v melafýrovej sérii (triasové uloženiny v študovanom areále nevystupujú). Ide o klastické a pelitické sedimenty — droby, arkózy, zlepenice a bridlice. V karbónskej časti sú sedimenty sivej a tma-vošivej farby, v permskej červené a fialové. Okrem sedimentov sú prítomné v karbóne i perme aj bázické vyvreliny.

Pre toto územie (tak ako pre iné jadrové pohoria) je charakteristická superpozícia uvedených jednotiek. Jednotlivé tektonické jednotky sú od seba oddelené významnými plochými šariažnými plochami, na ktorých došlo hlavne medzi jad-



Obr. 1. Geologická mapa okolia Píly (predterciérne útvary mapoval A. Biely, terciér M. Kuthan s kol.). 1 — pyroxenické andezity (amfibol-biotit); 2 — pyroklastiká pyroxen. andezitov v prechodnom vývoji (tufy, tufity), lokálne polohy štrkov s exotickým materiálom; 3 — pyroklastiká pyrox. andezitov v tufitovom vývoji (vločky litotamniových vápencov, morských ílov a pieskovcov — prevažne tortón); 4 — perm: pestré bridlice, pieskovce, arkózy; 5 — karbón: tmavé bridlice a pieskovce, arkózy, zlepenec. *Križňanský príkrov*: 6 — alb: šedé slienité bridlice, slieňovce a vápnité pieskovce, 7 — titón-apt: kalpionelové vápence, šedé slienité vápence, tmavošedé organogénne vápence; 8 — doger-malm: červené, zelené a sivé radiolarity, radiolaritové vápence a ružové slienité vápence; 9 — fleckenmergel — lias: škvrnité slienité vápence; 10 — rét-hetang: tmavé bridlice, organodetrítické a lumachelové vápence; 11 — trias vcelku: pestré bridlice, vápence a dolomity; 12 — nor-keuper: pestré bridlice s vložkami dolomitov a pieskovcov; 13 — karn — lunzské vrstvy; 14 — stredný a vrchný trias: dolomity; 15 — anis: svetlé vápence. *Tatridy*: 16 — kremence; 17 — perm: arkózy, drobové pieskovce a bridlice; 18 — pozdnoorogénne migmatity s prevahou neosomu.

rom a križňanským príkrovom k mimoriadnej tektonickej redukcii. Tak aniské vápence križňanského príkrovu pri Píle ležia priamo na kryštálických bridliciach tribečského jadra. K významnej tektonickej redukcii došlo i na kontakte križňanského a chočského príkrovu. Južne od Píly, medzi triasom križňanského a karbonom chočského príkrovu sú uloženiny jury a kriedy len v podobe menších tektonických vankúšov. Vnútna stavba príkrovov je tiež zložitá. V chočskom príkrove (mimo areál priloženej mapky) sú nad sebou dve čiastkové jednotky — šupiny, oddelené dislokačnou plochou nižšou (možno i mladšou) ako plocha medzi príkrovmi.

Takáto stavba je výsledkom vrásnivých pohybov asi subhercýnskej fázy. Vedľa presunov prejavila sa táto fáza v širšom okolí Píly i slabou dynamickou metamorfózou mezozoických uloženín a tektonickým prepracovaním staršieho predneoidného podkladu.

Mladšie tektonické fázy mali za následok vznik vertikálnych porúch, časť ktorých je mladšia a časť staršia ako masy neovulkanitov Vtáčnika a Pohronského Inovca, ktoré (andezity) vyplňujú niektoré z porúch a vnikajú i do šariažných plôch príkrovov. V najbližšom okolí Píly sú neovulkanity zastúpené hlavne pyroxenickými andezitmi s mohutným vývojom rôznych pyroklastík.

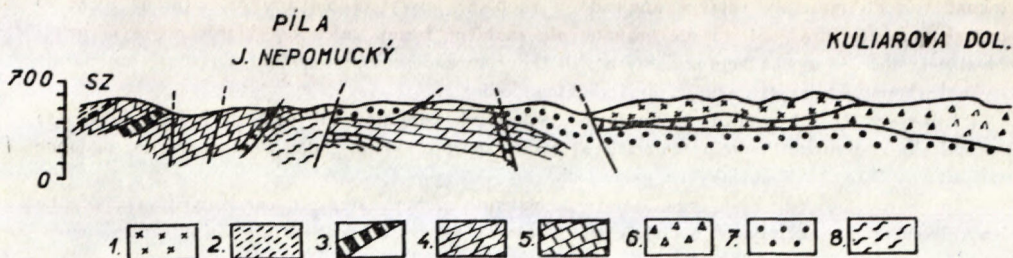
Ložiskové pomery

Mineralizácia ložiska Píla je viazaná na stredotriasové (aniské) vápence, a to na ich spodnejšie časti, v bezprostrednom tektonickom kontakte s podložnými sericitizovanými kryštálickými bridlicami. V rovnakej pozícii sa nachádzajú i menšie telesá andezitov, ktoré vnikli pozdĺž šariažnej plochy medzi vápence a kryštalinikum. Zasahovanie zrudnenia do kryštalinika ani do nadložných stredotriasových dolomitov nebolo pozorované. Najmarkantnejším prejavom zrudnenej zóny je intenzívna ankeritizácia. V dosahu hypergénnych procesov je ankerit zmenený na okrovito-limonitickú hmotu, ktorá spolu s tektonickou ílovitou drvinou sa podieľa na tvorbe ložiskovej výplne v jej podpovrchových partiách.

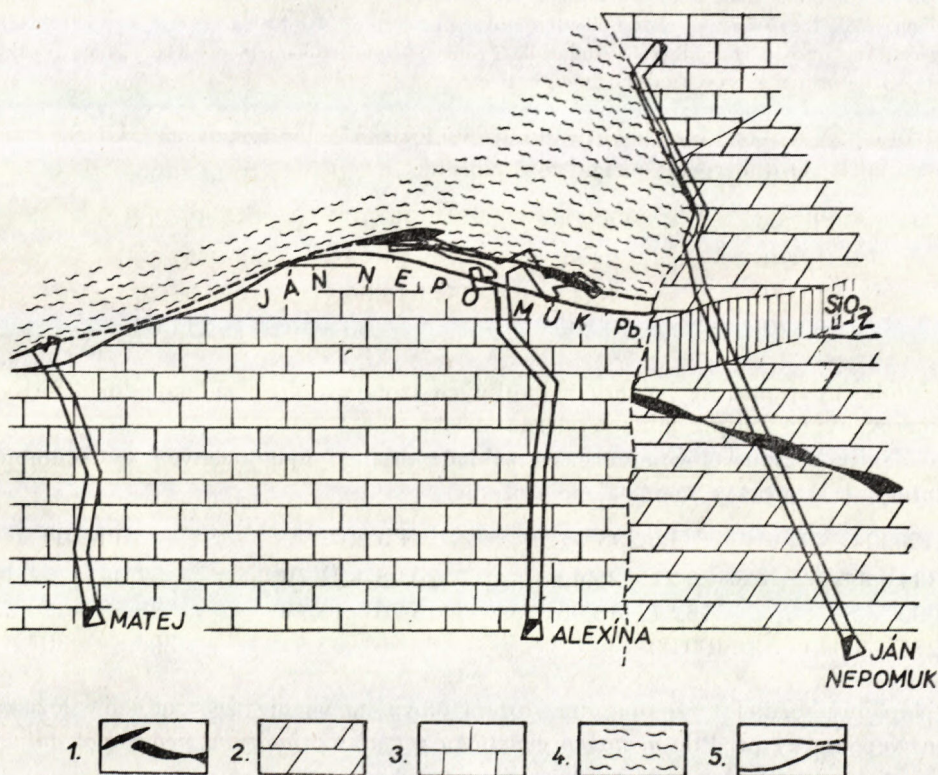
zaoberáme v súvislosti s celkovým vývojom izotop. zloženia rudného Pb počas Z Pb minerálov sa uvádzajú hlavne sekundárne: anglezit a ceruzit s prevládajúcim prvého (Polák l. c.; Zepharovich 1859—1893); smitsonit a hemimorfit sa síce spomínajú z ložiska Ján Nepomucký, no zdá sa, že sa tu vyskytovali celkom zriedkavo.

Primárne minerály podľa Poláka (l. c.) zastupuje predovšetkým galenit, vytvárajúci v ankeritizovaných vápencoch závalky, hniezda a šošovky, doprevádzané jemne žilkovanými impregnáciami. Podľa Poláka je galenit mladší ako ankerit, lebo sleduje štiepne trhliny v ňom, prípadne ho zatláča pozdĺž intergranulár. K podobnému názoru sa kloní aj G. Liszkay (1876), hoci jeho stručná zpráva neobsahuje dostatok podkladov v prospech takéhoto tvrdenia.

Podľa starých zpráv (porovnaj Polák l. c.) pozostávala produktívna časť ložiska zo žltých až okrovitých ílov s brekciovitými úlomkami vápencov, nerozložených ankeritov, obsahujúcich



Obr. 2. Geol. profil Píla—Kuliarova dolina. 1 — vulkanity (pyroxenické andezity a ich pyroklastiká — tortón); 2 — pestré bridlice s vložkami dolomitov — keuper; 3 — lúnzské vrstvy — karn; 4 — dolomity — ladin-karn; 5 — biele vápence — anis; 6 — pestré bridlice, pieskovce, arkózy — perm; 7 — bridlice, pieskovce, zlepence — karbón; 8 — kryštalínium.



Obr. 3. Ložisko Ján Nepomucký (podľa S. Poláka). 1 — andezity — tortón; 2 — dolomity — ladin; 3 — svetlé vápence — anis; 4 — kryštalické bridlice; 5 — ankerit s galenitovým zrudnením.

sekundárne Pb minerály (hlavne anglezit) a zaoblené kúsky až balvany galenitu, až niekoľko metrákov ťažké. Prevládali tu nie hranaté, ale zaoblené formy galenitov, ktorých tvar sa pripisoval deštrukcii ostrejších nepravidelných výbežkov descendentnými roztokmi, cirkulujúcimi pozdĺž styku karbonátov s nepriepustným kryštalickým podložíom.

L i s z k a y (l. c.) uvádza, že vo forme podobných balvanov (až veľkosti ľudskej hlavy) sa nachádzalo v okrovito-šlovitom materiáli aj rýdze striebro, ktoré podľa Poláka tvorilo, podobne ako argenit (?), tmavé povlaky na galenitoch.

Z primárnych sulfidických minerálov je po galenite najhojnejší pyrit; chalkopyrit sa vyskytuje len celkom sporadicky. Pozoruhodné je, že z ložiska sa v staršej literatúre Zn-minerály neuvádzajú a nenašli sa ani pri kutacích prácach pred 10 rokmi (P o l á k l. c.).

Už L i s z k a y (l. c.) geneticky odvodzoval tunajšie zrudnenie od andezitov. Podľa neho zrudnenie najpravdepodobnejšie prebiehalo v dvoch etapách: v staršej vznikol ankerit, kým Pb-Ag zrudnenie malo byť mladšie, súvisiace v hĺbke s mohutnejšou sulfidickou žilou.

Novšími prieskumnými prácami sa zistili andezitové žily v okolitých dolomitoch i bezprostredne na ložisku Ján Nepomucký (P o l á k l. c.); priestorová spätosť zrudnenia s andezitmi je veľmi markantná (viď obr. 3). Väčšie rudné koncentrácie boli doteraz pozorované hlavne v najbližšom okolí andezitových dajok. Určitý súvis medzi andezitovými apofýzami a galenitovým zrudnením museli predpokladať už starci, lebo väčšinu takýchto východov preverovali povrchovými prácami, alebo krátkymi štôlničkami, často bez pozitívnych výsledkov (P o l á k l. c.). Podobne ako L i s z k a y a (l. c.) viedli tieto skutočnosti aj P o l á k a (l. c.) k predpokladu o genetickej spätosti galenitového zrudnenia s andezitovým vulkanizmom, lebo takmer všetky okolnosti hovorili v prospech takejto interpretácie.

Izotopický rozbor Pb z galenitu tunajšieho ložiska* vyhotovený na GÚDŠ (analytik inž. K. Dillnberger), ukázal toto zloženie:

Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208
1,370	24,82	21,42	52,39
1,000	18,12	15,64	38,24
5,520	100,00	86,30	211,08

Z toho je zrejmé, že pomery jednotlivých izotopov olova sa nápadne líšia od pomerov, typických pre mladoterciérne ložiská.

Galenity z Banskej Štiavnice na základe analýz, vyhotovených v Columbií, Leningrade a Moskve majú takéto zloženie:

Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208
1,334—1,35	25,21—25,42	20,98—21,19	52,04— 52,39
1,000	18,81—18,96	15,70—15,73	38,56— 39,27
5,275—5,340	100,00	82,96—83,57	204,8 —207,8

Nápadný rozdiel v izotopickom zložení olova naznačuje, že zrudnenie ložiska Ján Nepomucký pri Píle *nemožno geneticky spájať s primárnou neogénnou mineralizáciou*, doprevádzajúcou andezitový vulkanizmus.

* Vzorku nám poskytol S. Polák zo svojho štud. materiálu.

Vcelku sa pre genetickú interpretáciu rysujú dve alternatívy: 1. zrudnenie je predterciérne a bolo remobilizované (prakticky bez pozoruhodnejšieho prínosu nového „juvenilného“ Pb) v období neogénneho andezitového vulkanizmu; 2. ložisko Ján Nepomucký patrí k predterciérnej metalogenéze. Terajšia priestorová spätosť galenitového zrudnenia so žilami andezitu je čisto náhodná; andezity prenikli pozdĺž šariažnej plochy s preexistujúcim zrudnením v okolitých aniských vápencoch. V súvislosti so vznikom andezitových žíl došlo iba k nepatrnej mobilizácii staršieho galenitu, ktorý je prakticky „in situ“.

Druhá alternatíva sa zdá byť v súlade s geologickými pomermi i s izotopickým zložením olova.

Na ložisku Ján Nepomucký prakticky chýba zinok, ktorého sekundárne minerály sa odtiaľ uvádzajú iba ako mineralogický výskyt, kým na neogénnych žilných ložiskách býva galenit vždy doprevádzaný aj väčšími kvantami sfaleritu. Na túto skutočnosť upozornil už Polák.

Tunajšie zrudnenie sa vyznačovalo podľa starých záznamov pomerne neobvyklou formou: galenit vytváral guľovité, alebo aspoň viac-menej zaoblené telesá, vážiace i viac metrákov; boli spravidla uložené v ílovito-okrovitej hmote. Zaoblený tvar galenitových blokov sa vysvetľoval rýchlou premenou ostrohrannejších „výčnelkov“ galenitu na sekundárne Pb-minerály a ich rozrušením v dôsledku hypergénnych procesov, podporovaných cirkuláciou vôd na styku nepriepustného kryštalinického podkladu s aniskými vápencami (ako sme už uviedli). Tento faktor sa nepochybne uplatnil pri konečnom stvárňovaní rudnej výplne. Domnievame sa však, že mal vcelku podradnejší význam v porovnaní s tektonickými pohybmi, v dôsledku ktorých bola ložisková výplň najprv rozdrvená do segmentov a potom vyvalcovaná.

Záver

Ložisko Ján Nepomucký pri Píle sa doteraz považovalo za typického reprezentanta mladoterciérnej metalogenézy. Izotopické zloženie olova však svedčí o jeho staršom, predterciérnom veku. Galenitové zrudnenie bolo už pred výlevmi andezitov lokalizované v aniských vápencoch križňanského príkrovu pozdĺž násuvnej plochy, oddeľujúcej ich od tribečského kryštalinika. Apofýzy andezitov prenikli pozdĺž šariažnej plochy i do bezprostredného okolia galenitového zrudnenia. Medzi nimi a zrudnením nejestvujú však žiadne genetické vzťahy, i keď mnohé okolnosti sa zdajú tomu nasvedčovať a v minulosti viedli k takejto interpretácii.

O ložisku od Poník s podobnou geologickou pozíciou, kde sa tiež predpokladala genetická spätosť s andezitovým magmatizmom, preukázal autor (Kantor 1965), že ide tiež o staršiu, predterciérnu mineralizáciu.

Asi 5 km JV od ložiska Ján Nepomucký sa v doline Moras pri Horných Hámroch vyskytuje Pb-Zn žilné zrudnenie, ktoré sa v minulosti geneticky spájalo

s ložiskom Ján Nepomucký a odvodzovalo od neogén. andezitového vulkanizmu. Podľa izotopickej analýzy vyhotovenej z galenitu olovo má takéto zastúpenie:

204	206	207	208
1,35 %	25,07 %	21,12 %	52,46 %
1,00	18,57	15,64	38,86
5,38	100,00	84,25	209,25

Pomery jednotlivých izotopov Pb sa nápadne líšia od banskoštiavnických polymetalických žíl.

Pre vysvetlenie izotop. zloženia Pb z Pb-Zn zrudnenia v doline Moras prichádzajú do úvahy 2 alternatívy: (1) Pb genet. viazané na mladoterciérny magmatizmus bolo sčasti kontaminované Pb zo staršieho zrudnenia, alebo (2) pravdepodobnejšie ide o primárne, nekontaminované hydrotermálne zrudnenie terciérne, podstatne staršie ako v Banskej Štiavnici. Detailnejšie sa touto otázkou terciérnej metalogenetickej epochy v Záp. Karpatoch zaoberáme v inej práci.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

[1] Biely A., 1962: Ore-findings in the Mesozoic of the Tribeč Mts. In Slovak. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [2] Kantor J., 1965: Thermoluminescence and lead isotopes at the Poniky lead-zinc deposit in the Triassic of the West Carpathians. Geol. sborník XVI/1, Bratislava. — [3] Lískay G., 1876: Adatok Zsarnócza vidékének földtanibányászati viszonyaihoz. Földtani Közlöny, Budapest. — [4] Polák St., 1955: Metasomatische Galenitvorkommen in mitteltriassischen Kalksteinen bei Píla, Nová Baňa. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava. — [5] Polák St., 1957: Píla. Results of exploration for the northern continuation of the lead-ore deposit Ján Nepomuk executed during 1957. Manuscript; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Zepharovich V., 1859—1893: Mineralogisches Lexicon I—III. Wien.

JÁN KANTOR—ANTON BIELY

JÁN NEPOMUCKÝ DEPOSIT NEAR PÍLA AND ITS GENESIS ACCORDING TO LEAD ISOTOPES

Westernmost occurrence of lead ores in Triassic carbonates of West Carpathians appears near Píla village in Nová Baňa district. The most intense exploitation of this irregular Pb mineralization took place at the beginning of previous century. The character of mineralization as well as possible continuation of deposit to the depth and its horizontal extension were explored by ZSRP enterprise during the years 1952—1957. Prospecting works however were negative (Polák 1954).

In spite of the above fact Ján Nepomucký lead ore deposit is worth attention: 1. Mineralization is located in Triassic carbonates — i. e. belongs to the group the genesis of which is poorly known not only in Carpathians but also in Eastern Alps, Poland etc. 2. The deposit lies close

to the western margin of the large complex of Central Slovakian neovolcanics and is the only one with ore mineralization in a direct connection with andesite dykes. All these facts led the authors previously to the emphasizing of genetic relations between mineralization and Neogene andesite vulcanism.

Isotope composition of the described deposit. Galena has been studied within the frame of systematic isotopic lead investigations of West Carpathian ore deposits. Basing upon these results we cannot agree with previous opinions on its genesis. A new interpretation seems to be necessary in accordance not only with geological position of the deposit but also with isotopic composition of galena lead.

Geological Setting

Eastern part of Tribečské pohorie Mts in Píla and Veľké Pole vicinity is intercalated between Vtáčnik and Pohronský Inovec Mts neovolcanics. Three neoid tectonic units appear in the structure of Tribečské pohorie Mts: Tatrídy, Krížna Nappe and Choč Nappe in the cited superposition.

In Píla and Veľké Pole region the Tatrídy Core Unit is plunging in SE direction under Subtatric nappes. Tatrídy sequences are very incomplete. At the surface appear crystalline core elements composed of schists described as Tatrý Series (Mášk a — Zoubek 1960). Mantle unit in the wider vicinity is represented only by Permian — variegated arkoses, graywackes, shales and Lower Triassic — quartzites. In the nearness of Píla also the above described elements like the higher Mesozoic members are completely tectonically reduced.

Krížna Nappe is the main structural element of eastern part of Tribeč Mt. represented by stratigraphic series Anisian — Albanian. At the sequence bottom occur white, white-grayish, yellowish thick bedded and massive limestones of Anisian age. The rock is fine grained or compact with micrograined, marmor texture. The sequence contains dolomite and dolomitic-limestone intercalations. Series thickness is tectonically controlled and varies between 0—100 m. At the tectonic contact with crystalline and sometimes also within limestones these rocks are altered into cellular dolomite — „rauhwacke“. Anisian age of limestones is derived from the position below the complex of dolomite Ladinian age of which was proved paleontologically.

Dolomite represents the higher member of Middle Triassic. The rock is massive, gray, fine grained showing organodetrinitic, pelitomorphic or pseudoolitic texture and the thickness varies around 200 m. Both limestones and dolomites are altered locally to cavernous dolomites („rauhwacke“) at the tectonic contact with basement.

Rhaetian is marked by new sedimentary cycle, its deposits in Píla—Veľké Pole vicinity however are limited. They contain black organodetrinitic bedded limestones with dark marlstones intercalations passing gradually into Liassic sediments. The lithological-stratigraphical development of Jurassic and Cretaceous is generally similar to Zliechov Series of M. Mahe I (1961).

The nappe of Choč as the topmost tectonic unit occurs in the southern part of territory. It is represented by Carboniferous and Permian in Melaphyre development (Triassic sequences in the map area are missing). The units are composed of clastic and pelitic sediments-graywackes, arkoses, conglomerates and shales. Carboniferous members are gray while Permian red and violet in colour. Both Carboniferous and Permian contain besides sediments also basic igneous rocks.

The region is characterized by the superposition of tectonic units separated by remarkable gentle planes of thrusting with extraordinary reduction of masses chiefly between the core and nappe of Krížna. So the Anisian limestones of Krížna Nappe are resting directly over the Tribeč core crystalline schists at the Píla locality. Another remarkable tectonic reduction may be observed at the Krížna and Choč nappe contact. South of Píla, Jurassic and Cretaceous sediments appear between the Krížna Nappe Triassic and Choč Carboniferous only as lenses and wedges. The interior structure of nappes is also complicated. Choč Nappe (see the map) is composed of two

partial units-wedges, separated by fault line of lower order (perhaps also younger) compared to the overthrust plane between the nappes. The structure is the result of Subhercynian folding phase. In the wider vicinity of Píla the Subhercynian phase caused also a slight dynamic metamorphosis of Mesozoic sequences and tectonic reshaping of older pre-neoid basement.

Younger tectonic phases provoked the formation of vertical faults one part of which is younger and the other older than Vtáčnik and Pohronský Inovec neovolcanics. Neovolcanic rocks represented by andesites follow some of these fault lines penetrating also the planes of thrusting. In the close vicinity of Píla the neovolcanics comprise mainly pyroxene andesites with thick beds of pyroclastics.

Deposit Characteristics

Píla mineralization is related to the lower horizons of Middle Triassic (Anissian) limestones at the close tectonic contact with underlying sericitized crystalline schists. In the same position appear also smaller andesite bodies intruded between the crystalline and limestones along the plane of thrusting. Mineralization in both crystalline basement and overlying Middle Triassic dolomites has not been observed.

The ore zones most remarkable feature is intense ankeritization. In the zone of supergene effect ankerite was turned into ochrous-limonitic matter forming together with tectonic clay matrix the ore bodies in the subsurface zones.

From among lead minerals listed were mainly secondary anglesite (predominant) and cerussite (Polák l. c.; Zepharovich 1891). Smithsonite and hemimorphite have been mentioned from Ján Nepomucký deposit however, probably only rarely. Primary minerals according to Polák (l. c.) are represented chiefly by galena forming bunches and lenses accompanied by stringer impregnations in ankeritized limestones. According to Polák (l. c.) galena is younger than ankerite, following cracks in crystals or replacing ankerite along intergranular spaces. Similar opinion was expressed by G. Liszkay (1876).

According to older reports, (Compare Polák l. c.) productive part of the deposit consisted of yellow, ochrous clays with limestone breccia fragments, ankerite containing secondary Pb minerals mainly anglesite as well as rounded fragments, even boulders of galena ranging up to several hundreds of kg.

G. Liszkay (l. c.) stated that ochrous matrix contained large boulders of native silver. According to S. Polák the native silver and argentite formed dark crusts on galena.

From other primary sulphides predominating is pyrite while chalcopyrite occurs only sporadically. It is interesting that neither older reports nor recent explorations (Polák l. c.) mentioned sphalerite.

Genetic relations of mineralization to andesites were suggested already by G. Liszkay (l. c.) who determined 2 mineralization phases. The older one carrying ankerite while the younger Pb and Ag mineralization controlled by profound sulphide vein. By recent prospecting works dykes of andesite were determined in the neighbouring dolomites or directly within mineralized masses of Ján Nepomucký deposit (Polák l. c.). Relations between andesites and mineralization are evident from Fig. 3. Larger ore concentrations have been observed mainly in the close vicinity of andesite dykes.

Genetic relations between Pb mineralization and andesite volcanism were similarly to G. Liszkay (l. c.) suggested also by S. Polák (l. c.) in accordance with the majority of controlling factors.

Isotopic analyses of Pb however differ strikingly from the results typical for young Tertiary deposits.

Isotopic analyses of Pb from Píla deposit: (K. Dillnberger, Dionýz Štúr Institute of Geology)

204	206	207	208
1,370	24,82	21,42	52,39
1,000	18,12	15,64	38,24
5,520	100,00	86,30	211,08

Isotopic analyses of Pb from Banská Štiavnica deposit carried out in Columbia, Leningrad and Moscow are the following:

204	206	207	208
1,334—1,350	25,21—25,42	20,98—21,19	52,04— 52,39
1,000	18,81—18,96	15,70—15,73	38,56— 39,27
5,275—5,340	100,00	82,96—83,57	204,8 —207,8

Such remarkable differences in the isotopic composition of Pb indicate that mineralization of Ján Nepomucký deposit near Píla cannot be genetically related to the primary Neogene mineralization accompanying andesite volcanism. Two alternatives may be assumed: (1) Mineralization is pre-Tertiary, remobilized (practically without any contribution of juvenile Pb) during Neogene andesitic volcanic activity. (2) Ján Nepomucký deposit belongs to pre-Tertiary metallogenetic period. The relations between andesite dykes and distribution of ore minerals is only casual. Andesites intruded along the plane of overthrust into Anissian limestones already mineralized causing only negligible mobilization of older galena which however remained practically „in situ”.

The second alternative seems to be more adequate for geological setting as well as for isotopic Pb composition. Ján Nepomucký deposit is characterized also by missing zinc minerals (secondary Zn minerals as mineralogical occurrence only) while Neogene vein deposits are carrying always galena in close relation to large amounts of sphalerite (mentioned already by S. Polák).

Rounded form of galena bunches has been explained by rapid decomposition of angular galena edges altered to secondary Pb minerals due to hypergene processes supported by water circulation at the impermeable crystalline — Anissian limestones contact.

The above agents played certainly important role in the formation of ore deposit. We suppose however that the effect of tectonic movements leading to the tearing of ore bodies into segments with subsequent crushing was much greater.

Conclusion

Ján Nepomucký deposit near Píla has been regarded as typical representative of young Tertiary metallogenesis. Isotopic composition of Pb however proved its older pre-Tertiary age. Galena mineralization existed already before the intrusion of andesites localized within Anissian limestones of Krížna Nappe along the plane of thrusting which separates limestones from Tribeč crystalline. Andesite apophyses penetrated along this plane also to the close neighbourhood of galena mineralization. There are no genetic relations between andesites and mineralization at all although some circumstances seem to support previous interpretations.

Poniky deposit formerly also assumed to be in genetic relation with andesites proved to be also of pre-Tertiary age (Kantor 1964).

Some 5 km SE of the Ján Nepomucký deposit in the Moras valey an ore vein carrying chalcopryrite, galena, sphalerite is being explored. Genetic relations to the Ján Nepomucký deposit and Miocene age were emphasized by previous authors.

The isotopic constitution of Pb from galena:

204	206	207	208
1,35 %	25,07 %	21,12 %	52,46 %
1,00	18,57	15,64	38,86
5,38	100,00	84,25	209,25

The isotope ratios of this lead differ markedly from those of the Nepomucký deposit showing a younger pattern somewhat, older however than for the typical representatives of Miocene veins [Štiavnica — (Schemnitz) type].

The mineralization of the Moras valey is according to lead isotopes genetically related to the Tertiary magmatism of the Kremnicko-štiavnické rudohorie Mts. It is either contemporaneous with Štiavnica — veins and then an admixture (remobilization) of older lead must be admitted or it represents a precursor of this Sarmatian base — metals deposits.

*Dionýz Štúr Geological Institute,
Bratislava*

Translated by J. Kováčik.

DUŠAN KUBÍNY

NIEKTORÉ POZNATKY O GEOLÓGII ŠIRŠIEHO OKOLIA
ŠPANEJ DOLINY

Geologická stavba

Podrobným geologickým mapovaním širšieho okolia Španej doliny som zistil viaceré nové poznatky o geologickej stavbe okolia Španej doliny, ktoré sa opierajú, resp. dopĺňujú staršie názory, najmä Koutka (1927, 1930, 1937, 1947, 1952), Hynieho (1923), Hynieho — Kettnera (1924), Andrusova (1930, 1936, 1959), Matějku (1930) a vlastné (Kubíny 1954, 1956, 1958, 1961).

Geologická stavba širšieho okolia Harmanca, Starých Hôr, Španej doliny až Blážov je značne komplikovaná, najmä v dôsledku vrásnenia (hlavne kriedových a mladších fáz). Starohorské kryštalinikum je petrofaciálne zhodné s nízkotatranským — tatridným. Ide v prevahe o migmatity vysoko orogénnych migmatitizačných a granitizačných procesov paleoidného (?) granitoidného magmatizmu, známe na južných svahoch N. Tatier, medzi Čertovicou a Štiavnickou dolinou a Balážmi (Mlyná dolina, Bystrá dolina—Trangoška, Jesenská a Lomnistá dolina, Sopotnica, Hiadelská a Moštenická dolina a dolina Uhliarskeho potoka). Vo verukane ide o deltové sedimenty s častým striedaním psamitických a pselitických sedimentov, diageneticky spevnených, čiastočne regionálne metamorfovaných, miestami so znakmi dislokačnej dynamometamorfózy a sekundárnej bridličnatosti. Sú to prevažne arkózovité a drobovité zlepenice až aglomeráty, pieskovce a bridlice fialových a zelenkavých farieb. V poslednom súvrství verukana nemožno vyčleniť charakteristické horizonty, lebo zlepenice s valúnmi (do 5 cm ale aj väčšie) možno nájsť v blízkosti kryštalinika (Polkanová) i v blízkosti spodnotriasových kremitých pieskovcov (napr. na hrebeni SV od Selčianskeho dielu; k. 934,6 a inde). Makro i mikroskopicky odlišný vývoj verukana bol zistený v nadloží pestrého vývoja S od Harmanca v okolí Čabradu (769,1) a Cenova (670,5). Ide o dva horizonty pomerne drobnozrnných hornín pieskovcového vzhľa-

du. Spodné vrstvy majú fialovú, vrchné vrstvy sivozelenú až zelenú farbu. Ide o arkózy až arkózovité pieskovce s psefiticko-psamitickou až psamitickou štruktúrou, nerovnomerne zrnité. Zrná kremeňa a živcov sú zastúpené v pomere asi 1 : 1. Zo živcov majú prevahu plagioklasy, dosť hojné sú aj ortoklasy a pertity, vzácné mirmekity. Zo sludnatých minerálov sú prítomné chloritizované až baueritizované biotity, ďalej muskovit a sericit vo voľných šupinkách a vzácné sericitizované živce. Ojedinelé sú zrnká zirkónu a opakné minerály. V blízkosti spodnotriasových vrstiev sa horniny verukána i spodného triasu rozpadávajú na piesok (lom v doline Harmančok, JZ od križovatky v Ulanke, svahy južne od križovatky, dopravná štôľňa rudných baní na Španej doline a inde); príčina tohto javu nie je objasnená. Na viacerých miestach sa piesky nachádzajú v depresných úsekoch styku verukana so spodným triasom, inde v miestach tektonicky postihnutých. Valúnový materiál obsahuje valúny granitoidných hornín, podobných granitoidným horninám Ľubochňanského masívu; pochádza asi zo severne ležiaceho kryštalínika. Príznačná je neprítomnosť kremítých porfýrov a porfyróidov.

Spodný trias na báze tvoria kremité pieskovce (kremence sú vzácné), vyššie polohy hnedých, až fialových pieskovcov a piesčitých, až ílovitých bridlíc, ojedinele aj slienitých, až piesčitých vápencov. Vyššie sú sivé slienité bridlice až slienité vápence sivých farieb (napr. SV od Ulanke v okolí k. 648,9, alebo na východných svahoch k. 796,2 a vo vrtoch na Glezúre). Tieto vrstvy patria pravdepodobne kampilu. Často náhle prechádzajú do sivých dolomitov. *Stredný a vrchný trias* zastupujú najmä dolomity (niekedy aj keuper); inde sa objavujú v dolomitoch polohy ružovočervených bridlíc (Sásovská dolina); niekde je vyvinutý aj typický keuper (napr. na priebehu červenej poruchy, medzi Selčianskou dolinou a Selčianskym dielom, J od križovatky na Ulanke, v uzáveroch Sásovskej doliny, na západných svahoch Horného dielu a inde). Dolomity sú prevažne sivé, rozpadávajú sa na štrk a drvinu. V Sásovskej doline v spodnom násune majú tmavosivú až čiernu farbu. Rét je zastúpený tmavým vápencom, miestami lumachelovým (len v dolnej časti Sásovskej doliny), alebo krinoidovým. V okolí Jakuba sa hojne vyskytujú hnedé a sivohnedé lavicovité vápence, slabo krinoidové. Vo vrchnom násune rét tvoria tmavé vápence, v spodných častiach s hojnými kalcitovými žilkami; vyššie pribúdajú krinoidy a sú farebnejšie (hnedé až ružovohnedé).

Lias má dva hlavné výviny: 1. hierlatský, s krinoidovými vápencami (s časťami belemnitmi), ktoré sú prevažne drobnozrné, ružové až mäsovočervené s amonitmi. Vápence sú celistvé a rozpukané; 2. čisto krinoidový vývoj (M i š í k 1962) tvoria hrubokryštalické biele a ružové vápence, organogénne, s hojnými makrofosíliami. V mapovanom území tiahnu sa v VSV—ZJZ pruhu Z a V od Nového Sveta. Sú v normálnej superpozícii nad vápencami rétu, SV od Jakuba, Z od Nového Sveta v styku s neokomom, na ktorom sú plocho nasunuté. Vo svahoch J od ohybu rieky Bystrica, J od špaňodolinskej križovatky možno pozorovať laterálny prechod krinoidového vývoja do vápencov liasu hierlatského typu. Na

styku s rétom pozoroval som na hrebeni J od Horného dielu v okolí kóty 789 brekciovitú štruktúru na báze liasu krinoidového vývoja. Za doger mohli by sa počítať niektoré rohovcové vápence vrchnej časti liasu JV od Horného dielu a časť súvrstvia, zaradovaného k malmu.

Spodnú časť malmu tvoria červené až fialové a zelené doskovité vápence, až vápnité bridlice, pekne odkryté na svahoch S od Horného dielu a JZ od Španej doliny (od kóty 749,1). Na väčšej ploche malm je vyvinutý v záreze Sásovskej doliny a na Hrebienku, Z od špaňodolinskej križovatky.

Plošne veľmi rozšírený je vrchný malm-titón, s charakteristickým vývojom kalpionelových, žltkavých, miestami rohovcových vápencov. Pekné odkryvy lavicovitých vápencov sú nad špaňodolinskou križovatkou, Z od Horného dielu na hrebeni Včelinec a na priebehu poruchy v okolí Selčianskeho dielu a v záveroch Sásovskej doliny. Najväčšie plochy územia budujú neokomské slienité bridlice, bridličnaté vápence s polohami tmavých vápencov, lokálne s rohovcami (veľké odkryvy: železnica B. Bystrica—Diviaky; menšie odkryvy v zárezoch lesných alebo poľných ciest). Viac litofaciálnych typov týchto hornín možno študovať v okolí Pánskeho dielu, najmä na jeho východných svahoch. Nie zriedkavo možno nájsť žily čiastočne limonitizovaných karbonátov sekrečného pôvodu, aj keď metalogenetické procesy v tejto oblasti sú pospodnokriedové.

Mladšie útvary zastupuje ojedinelý výskyt dolomitických brekcií až zlepcov s polohami bridlíc na vrchole Glezúra. Úlomky dolomitu z najbližšieho prostredia sú miestami tmelené červenofialovým ílovitým tmelom. Pôjde najskôr o paleogén (K o u t e k 1935).

Na početných miestach sa vyskytujú v širšom okolí *travertíny* staršie — kompaktnéjšie a pevnejšie, a mladšie až recentné — krehké. Vytvorili sa, alebo sa vytvárajú skoro na každom zlome, v územiach, kde prevládajú karbonatické horniny. Hlavne v dolinách napr. v Banskej doline, pred Špaňou dolinou a v Selčianskej doline sú dosť rozsiahle akumulácie sutín spevnených vápencom. Dosť rozsiahle sutiny a kamenné moria sú v okolí šachty Mária a pod mohutnými odkryvmi krinoidových vápencov v okolí Horného dielu a Baranova.

Tektonické pomery

sú veľmi komplikované, hlavne pokiaľ ide o zlomy, poklesy, prešmyky, sekundárnu bridličnatosť vo verukáne a pod. Ich chronologické zariadenie je dosť obťažné, lebo smery a sklony porúch, najmä disjunktívnej tektoniky sa niekoľkokrát opakovali. Hoci veľké tektonické štruktúry sa tu dajú dobre študovať, ich význam bol buď precenený alebo nedocenený, alebo zostávali úplne nepovšimnuté.

Radiálne zlomové sústavy, ktoré vznikli za mladovarískych tektonických pohybov, podmienili vznik mladších porúch germanotypnej tektoniky počas laramskej fázy vrásnenia i v mladších a najmladších (pravdepodobne štvrtohorných) fá-

zach (K u b í n y 1954). Intenzívne tektogénne prejavy sa tu uplatnili v dôsledku praedispozície staršieho podkladu — kryštalinika a verukána, čo umožnilo aj prenikanie rudných roztokov cez kryštalinikum a verukano až do werfenských kremitých pieskocov a bridlíc (hydrotermálne procesy zasiahli aj aniské dolomity na Glezúre). Tento proces prebiehal hlavne vo dvoch metalogenetických fázach (pozri ďalej). Prvé prejavy kriedového vrásnenia viazali sa zrejme na zvýšenú tektonickú aktivitu južných zón (dnešných veporidných a gemeridných), ale hlavne dnešnej kraklovskej a Iubietovskej zóny. Plošná redukcia veporského pásma vyvolala rozsiahle zošupinatenie mezozoických vrás (K u b í n y 1962). Do tohto obdobia (počiatky mediteránnej — subatranskej fázy) zaradujem vznik násunového zvrásnenia mezozoika S od B. Bystrice, markantne vyvinutého Z od Jakuba a Kostiviarskej. Tak napr. v uzáveroch Sásovskej doliny zistil som dve tektonické šupiny mezozoika plocho na seba nasunuté; J od Horného dielu v réte a liase sú 3 šupiny a v okolí odbočky Sásovskej doliny, ktorá smeruje k Hornému dielu, sú v réte 4 šupiny oddelené neokomskými bridlicami. Tieto šupiny sú len čiastkovými elementami chočského príkrovu. Jeho násunová plocha sa dá dobre sledovať od B. Bystrice po Nový Svet v zárezoch železnice B. Bystrica — Diviaky.

Severne od B. Bystrice až po Jakub ležia na titóne a neokome dolomity s polohami sivočiernych bridlíc, kremencov a pieskocov karnu a noru. Od Jakuba po Nový Svet na neokomských bridliciach spodnej šupiny ležia vápence rétu a V i Z od Nového Sveta liasové vápence krinoidového vývoja. Na západných svahoch Horného dielu na neokome leží keuper, nad ním réť a lias, vyššie ešte dve malé šupiny Horného dielu. Takéto niekoľkonásobné zošupinatenie mezozoických útvarov je zákonité hlavne preto, že územie leží v blízkosti značne redukovanej zóny veporid (Iubietovská + kraklovská). Vo svahoch Z a J od križovatky k Novému Svetu sú na seba nasunutú okrem autochtónneho mezozoika J od križovatky v Uľanke ešte tri vyššie tektonické mezozoické jednotky, zvýraznené opäť neokomskými bridlicami. Presunutú masu chočského príkrovu, ktorého erozívne trosky sú niekedy dosť rozsiahle, sú všade v širšom okolí študovaného územia. Všetky znaky hovoria pre násun z juhu. Po vzniku príkrovov a vrásových štruktúr vytvárali sa relatívne mladšie štruktúrne formy, najmä zlomy, poklesy a prešmyky viacerých poruchových systémov. Kriedové poruchy vznikli väčšinou v nadloží starých porúch a majú často rovnaký smer i sklon (v študovanom území zhruba S-J smer a príkry sklon, resp. V-Z smer a tiež príkry sklon). Ide určite o predrudné poruchy, lebo Cu roztoky používali ich ako výstupové cesty a na nich sa vyzrážali rudné minerály. Neskôr niektoré poruchy boli oživené a rudné žily tektonicky rozvlečené.

Vzťah sideritového zrudnenia ku kriedovému granitoidnému magmatizmu nie je všade rovnaký. U gemeridných ložísk sa predpokladá, že magmatizmus je predgranitický a sulfidické zrudnenia pogramitické (napr. M á š k a 1957). V každom prípade sú obe periódy oddelené hiátom, ktorý nemusí mať všade u tohto typu

ložísk rovnaké časové rozpätie. Tak napr. v Nízkyh Tatráh na Trangoške karbonatická a sulfidická perióda sú mladšie ako pegmatity mladej intruzívnej fázy. Tým je vylúčený starší vek karbonatickej periódy ako sú kriedové intrúzie. Výskyty sideritov so sulfidmi v zvrásnených šupinách mezozoika na Konskom Grúni a Štiavnickej hore sú dôkazom toho, že rudné roztoky oboch periód sa uplatnili po vrásnení. Pozoruhodná je aj skutočnosť, že siderity nie sú nikdy prerázané aspoň žilkou pegmatitov. Po vzniku mladých — kriedových magiem a žil a po vzniku ložísk karbonátovej a sulfidickej periódy došlo už len ku *germanotypnej tektonike*. Preto je ťažké zaradiť konkrétne jednotlivé poruchy napr. do laramskej fázy. S určitosťou však možno konštatovať, že popaleogénna tektonika je veľmi výrazná. Tak napr. výraznú a mladšími zlomami komplikovanú „červenú“ poruchu (pomenovanie J. Koutka) V-Z smeru a úklonu $40-50^\circ$ k J treba považovať za popaleogénnu, aj keď náznaky poklesu regionálneho významu môžu prechádzať už z laramskej fázy vrásnenia. Došlo na nej totiž k rozsiahlemu prešmyku, ktorý spôsobil, že hlavné špaňodolinské ložisko dostalo sa do väčších hĺbok, pričom podložie poruchy bolo blokove vyzdvihnuté a nadložie pokleslo relatívne o 100—600 m. Okrem toho na vrchole Glezúra (948,0) nachádzajú sa veľmi mladé dolomitové brekcie s červeným ílovito-karbonátovým tmelom, považované za paleogénne (K o u t e k 1937). Táto význačná tektonická línia je rozsegmentovaná množstvom priečných zlomov zhruba S-J smeru. Doteraz boli vymapované v úseku medzi Selčianskou dolinou na východe a Starohorským potokom na západe. Zatiaľ najdôležitejší je azda zlom v doline Banského potoka J od Španej doliny. Nie je možné dobre ho sledovať, no výskyty vo vrásnených útržkoch mezozoika v doline, viazanosť prameňov v priebehu doliny a celková geologická stavba tomu jasne nasvedčujú.

Na mnohých miestach sa zrejme staré zlomy i viackrát obnovovali, azda v niektorej z mladotrefohorných fáz vrásnenia. Najmladšie, najskôr pleistocénne sú zosunové blokové poklesy J od Španej doliny (Zadok), ku ktorým došlo zrejme po vytvorení zlomu v Banskom potoku a po vzniku starej doliny Banského potoka. Blokové zosuny spadli do dolín zo strmých západných svahov Pánskeho dielu (táto oblasť nie je ešte ani dnes úplne stabilizovaná; nachádza sa v druhom najsilnejšom pásme seizmicity).

Rudné ložiská a výskyty

Doteraz prevládal názor, že Fe a Cu rudy ekonomicky význačnejších ložísk sideritu, chalkopyritu a tetraedritu zo Z. Karpát (okrem polymetalických ložísk neogénnych), sú geneticky viazané na prejavy kriedového granitoidného magmatizmu. Rudy starohorsko-špaňodolinskej oblasti vznikli v dôsledku diskontinuitného metalizačného procesu vo vrchnej kriede. Časove ich možno zaradiť na koniec subhercýnskej a začiatok laramskej fázy vrásnenia. Ide tu o množstvo

ložisk žilných, šmuhovitých a impregnačných, rôznych typov a mineralogického charakteru. Zrudnenie sa tu nachádza vo forme pravých i ložných žil, žilných tvarov na tektonických poruchách, šmúh a impregnácií vo verukane, impregnácií vo werfenských pieskovochoch a vo forme metasomatických výskytov malého rozsahu. Dôležitejšie ložiská boli v okolí Starých Hôr a Richtárovej v Zelenej doline a na Pieskoch, v Dedičnej štolni Ferdinand V od Polkanovej, vo veľkom revíre špaňodolinskom a západne od Balážov. Menšie ložiská (v archívnych správach nezachytené) sú medzi Polkanovou a Uľankou, na špaňodolinskom Šturci a SV od Španej doliny. Zaujímavé ložisko bolo v blízkosti Harmaneckých papierní.

Niektoré výskyty patria zrejme tomu istému žilníkovému ťahu a na rôznych úsekoch majú len odlišný mineralogický charakter. Geograficky možno rozdeliť žilníkové pásma na: západné; centrálné a východné.

Západné pásma. Niektoré rudné výskyty predstavujú vzácny dokument o veku hydrotermálnej metalizácie a indukujú prípadné väčšie výskyty v ich podloží. Je totiž málo pravdepodobné, žeby tu išlo o sekrečný pôvod malých rudných výskytov, konkrétne v mezozoiku. Už Mišík a Varček popísali nepatrné výskyty zrudnenia z liasových vápencov neďaleko Tureckej pod Krížnou. Išlo tu o mineralogický výskyt problematických sulfidov Cu-minerálov a o zrejmu identifikáciu karbonátových minerálov Cu-malachitu a azuritu.

V lete r. 1963 našiel som výskyt Cu rudných minerálov v malmských pestrofarebných rohovcových šľovcoch až šľienovcoch a v bridliciach v hornej časti Bystrickej doliny; išlo o chalkopyrity, malachity i azurity. Spektrálne analýzy (vyhotovili pracovníci laboratória v Turč. Tepliciach) priniesli tieto výsledky:

Označenie vzorky	100 - 1 %	1 - 0,1 %	0,1 - 0,001 %	stopy
ŠDB-1S	Al, Ca, Si, Mg, Fe	Mn, Ti, Na, Cu	Co, Ni, Ga	Zn, Cr, V, Pb, Sn, B, As
ŠDB-2S	Al, Ca, Si, Mg, Fe, Cu	Mn, Ti, Na	Sr, Co, Ni, B, Ba, Ga	Cr, V, Sn, As
ŠDB-3S	Ca, Mg, Fe, Si	Mn, Al	Ti, Na, Cu, Ni, Pb	Sr, Co, Zn, Bi, Ga
ŠDA/S	Al, Ca, Si, Mg, Fe, Cu	Mn, Na	Ti, Co, Zn, Ni, Pb, B, Ga, Mo	Cr, Sr, V, Bi, Sn, Ge, As
ŠDC/S	Al, Ca, Si, Mg, Fe	Mn, Ti, Na	Cr, Sr, Cu, B, Ga	Co, Zn, V, Ni, Pb, Sn, As

Ako vidno Cu má podstatné zastúpenie u vzorky ŠDA/S, ŠDB-2S a desatinové u vzorky ŠDB/1S, čo je u petrografických vzoriek dosť vysoké.

Chemické analýzy na určité prvky majú v priemernej vzorke takéto hodnoty:

Čís. vzorky	Cu celk. v. %	Cu uhlič. v. %	SiO ₂ v %	CaO v %	MgO v %	Zn v %	Fe v %
ŠDA-1a	0,48	0,42	34,44	24,20	4,09		
ŠDB-1a	0,32	0,27	43,41	10,57	7,48		
ŠDC-1a	0,01	st.				st.	4,7

Oproti spektrálnym analýzám, tieto analýzy vykazujú vcelku nižšie hodnoty Cu; ak však prihládneme k impregnačnému charakteru zrudnenia, vidíme, že tu ide o priemyselnú koncentráciu Cu minerálov. Percentuálny obsah ostatných prvkov odpovedá chemizmu malmských rohovcových slieňovcov až slienitých bridlíc. Celkový rozsah zrudnenia zatiaľ nebol zistený. Predbežne sa zdá, že ide o malý výskyt, no jeho stratigrafická pozícia je pre ďalšie vyhľadávanie veľmi významná. Ak totiž rudné roztoky mali takú dynamickú silu, že mohli preniknúť cez pomerne nepriaznivé prostredia hornín mezozoika, možno predpokladať, že boli aj kvantitatívne značné a že sa uplatnili aj v nižších súvrstviach — hlavne mezozoika a permu. Metalogenetické procesy tohto typu zrudnenia zrejme nie sú mladšie ako hlavné presuny mezozoických mäs v Západných Karpatoch (t. j. sú posubhercýnske), ale staršie — predpaleogénne, čo bolo dokázané na hlavnom špaňodolinskom Cu ložisku. Hlavné rudné výskyty, resp. ložiská v starohorsko-špaňodolinskej oblasti majú smer cca S-J a sklon k Z. Ak tento štruktúrny štýl majú aj rudné výskyty v oblasti Bystrickej doliny a Harmanca, Tureckej a Harmaneckých papierní, Starých Hôr a Polkanovej (čo som čiastočne zistil už pri mapovaní na ložiskovom pruhu Harmanecké papiernie, Andrášová dolina, resp. aj severnejšie až po Krížnu dolinu), potom ide o ďalšiu ložiskovú oblasť niekoľkých žilníkových pruhov. Prieskum sa potom musí sústrediť na severnejšiu časť s mezozoikom, kde bude nutné geochemiou a metalometriou spresniť rudné anomálie.

Je nesporné, že všetky doteraz známe žilníkové pásma a pruhy celej ložiskovej oblasti sa viažu na priebeh revúcko-starohorskej zlomovej sústavy v rámci centrálnokarpatskej poruchovej zóny, v ktorej ležia aj neogénne polymetalické ložiská banskoštiavnické, kremnické, kriedové Cu ložisko na Píle a mnohé iné. Veľkú časť hornín tejto poruchovej zóny, ktorá prechádza až do južného Maďarska (Kubiny 1955, 1962), predstavujú mladé útvary — mezozoické, trefohorné (sedimentárne i vulkanické) a štvrtohorné, pod ktorými, alebo v nich (v mezozoiku a vulkanitoch) môžu byť aj skryté ložiská.

Rozsah ložísk nemožno bližšie odhadnúť. Charakter ložísk rovnakého typu v odlišných prostrediach a vzdialenostiach od seba býva často veľmi rozdielny. Rozsah a kvalitu ložiska ovplyvňuje hlavne stupeň nasýtenia hydrotermálnych roztokov rudnými komponentami, množstvo hydrotermálnych roztokov, dynamika prenikania roztokov, tektonická dispozícia útvarov a petrografické, resp. litologické prostredie, cez ktoré roztoky prenikajú.

K západnému ložiskovému pásmu by mohli patriť Cu-Au žily v blízkosti Harmaneckých papierní a menšie sideritové žily s chalkopyritom medzi Harmaneckými papiernami a Polkanovou, resp. medzi Bystrickým a Starohorským potokom.

Centrálné žilníkové pásmo leží v území medzi Starohorským potokom a riekou Bystricou na Z až po Nemčiansku dolinu, po kótu 818,5, ďalej na kótu 802,5 a Jelenskú skalú (k. 1153,1) na východe. Severné a južné ohraničenie pásma je problematické. Na severe sa žily nachádzajú v blízkosti mezozoických sérií s nejasným stykom verukana a mladších sérií; na juhu zrejme tektonicky končia na význačnej tektonickej línii — „červenej“ poruche. V poklesnutej časti pokračujú ďalej na juh; potvrdzuje to aj štruktúrny vrt situovaný južne od červenej poruchy.

O hĺbkovom pokračovaní rudných žíl boli vyslovené viaceré názory. Podľa Hynieho (1923) nevedno, či rudné žily do hĺbky nadobúdajú na kvalite, alebo či sa stávajú hluchými, resp. vykliňujú. Podľa Koutka (1947) tunajšie žily zrejme nepokračujú do „večných hĺbok“, ale končia na presunovej ploche podložnej trridnej jednotky a príkrovovej jednotky, ktorá je nositeľom praetektonických rudných ložísk tejto ložiskovej oblasti. Hĺbka presunovej plochy mala by byť asi 400 m pod dnešným dnom Starohorského potoka, t. j. asi v 50 m výške nad morom.

Celé centrálné pásmo žíl je dosť mohutné (vyše 5 km široké a rovnako 5 km dlhé) a zrejme ešte nie je celé bansky prefárané. Výrazne v ňom vystupujú 3 pruhy žilníkov: a) polkanovskouľanský; b) starohorsko-špaňodolinský; c) šturecký. V každom z týchto pruhov vyskytuje sa viac žíl, šošoviek, telies, šmúh a impregnácií. Žilné a šošovkovité rudné telesá vyskytujú sa najmä v kryštaliniku s hlavnými minerálmi: kremeň, sadrovec, siderit, baryt, ankeriticko-dolomitický

karbonát (určila Sedláčková 1958), chalkopyrit a tetraedrit, resp. pyrit v rôznych obmenách. Žilné, šmuhovité a impregnačné formy zrudnenia vyskytujú sa hlavne vo verukane; netypická rudná žila s kremeňom, ankeriticko-dolomitickým karbonátom, chalkopyritom a tetraedritom bola navrátna v okolí Glezúra aj vo werfenských bridliciach. Takéto zrudnenie podľa Koutka (1947) patrí k typu „disseminated copper area”. Rozsiahlejšie impregnačné zrudnenie našiel som vo werfenských kemitých pieskovochoch na hornom Šturci, SV od Španej doliny. Na všetkých pruhoch žilníkov centrálného pásma sú známe z kryštalínika, verukana, na Šturci a v území Glezúra z werfenu; na poslednom výskyte prejavy hydrotermálnych procesov s pyritizáciou zistil som aj v dolomitoch kampilu až spodného anisu.

Východné pásmo predstavujú sideritové žily s kremeňom, barytom, ankeriticko-dolomitickým karbonátom, chalkopyritom, tetraedritom, pyritom, galenitom a hematitom Z od Balázov. Ložisko je zatiaľ známe len z kryštalínika, reprezentovaného migmatitmi arteritického a nebulitického typu, miestami s hojnými imbibičnými ortoklasmi a mikroklínmi (až 10 cm) oblého tvaru, temer valúnovitého.

Z cudzích (Koutek 1937, 1947, 1953, 1952; Bergfest 1951; Slavík 1951; Sedláčková 1958; Kravjanský 1956, 1958) i vlastných prác vyplýva, že na lokalitách tejto oblasti sa uplatnili dve hlavné metalogenetické fázy, odpovedajúce dvom odlišným paragenetickým štádiám: v prvej vznikol pyrit I, kremeň I, siderit, ankeriticko-dolomitický karbonát, baryt; v druhej kremeň II, ankeritický karbonát II, tetraedrit a chalkopyrit.

V ďalšej mladšej (azda až neogénnej) fáze sa vylúčili karbonáty blízke ankeritu, kremeň, galenit, sfalerit, pyrit, antimonit. Galenit a sfalerit by mohli patriť aj staršej — kriedovej metalogenetickej fáze. Pre nejasný paragenetický pomer k tetraedritu a chalkopyritu nemožno ich zatiaľ presne zaradiť. Galenit bol hojnejšie konštatovaný spolu s kremeňom, sideritom, barytom, chalkopyritom a tetraedritom v strednej časti balázovského ložiska, ktoré minerálnym obsahom pripomína ložisko Jasenie. Okrem týchto základných ložiskových minerálov sú známe ďalšie minerály ako rýdza meď, herrengrundit, aragonit, celestin, erytrin, síra atď. Najdôležitejšie supergénne minerály sú: malachit, azurit, tenorit, limonit a niektoré ďalšie bázické uhličitaný medi.

Ložiská tejto oblasti možno porovnať s výskytmi z Nízkych Tatier a Spišsko-gemerského rudohoria, s ložiskom Cu v Kuliarovej doline, pri Žarnovickej píle a i. Po mineralogickej stránke veľmi blízke sú ložiská na Trangoške; podľa Háka & Loserta (1962) postupnosť kryštalizácie nerastov na Trangoške je takáto: pyrit I., kremeň, albit, siderit, ankerit, baryt, sfalerit, tetraedrit, pyrit II, chalkopyrit, bournonit, galenit, nerast X, pyrit III. Rozlišujú tu 2 paragenetické štádiá: 1. žilovinových nerastov a 2. sulfidické.

Na Španej doline nemožno hovoriť o tak jasných paragenetických štádiách, aj keď rudná mineralizácia je v hrubých rysoch analogická. Tak napr. Koutek (1947) udáva na žile Hrča takúto sukcesiu: kremeň I, siderit I, tetraedrit, chalkopyrit, siderit II, ankerit, kremeň II; to znamená, že za sulfidmi nasleduje ešte jedna kryštalizácia žilovinových minerálov. Celkove Koutek (čo do výplne rudných žíl) rozlišuje 2 samostatné typy: 1. kremenné žily s chalkopyritom ako výhradnou rudou, 2. žily so sideritovou žilovinou, obsahujúce baryt s tetraedritom (sčasti striebronosným) ako hlavnou rudou. Ako už z uvedeného vyplýva v tejto ložiskovej oblasti bude možné rozlíšiť viac typov rudných telies.

S

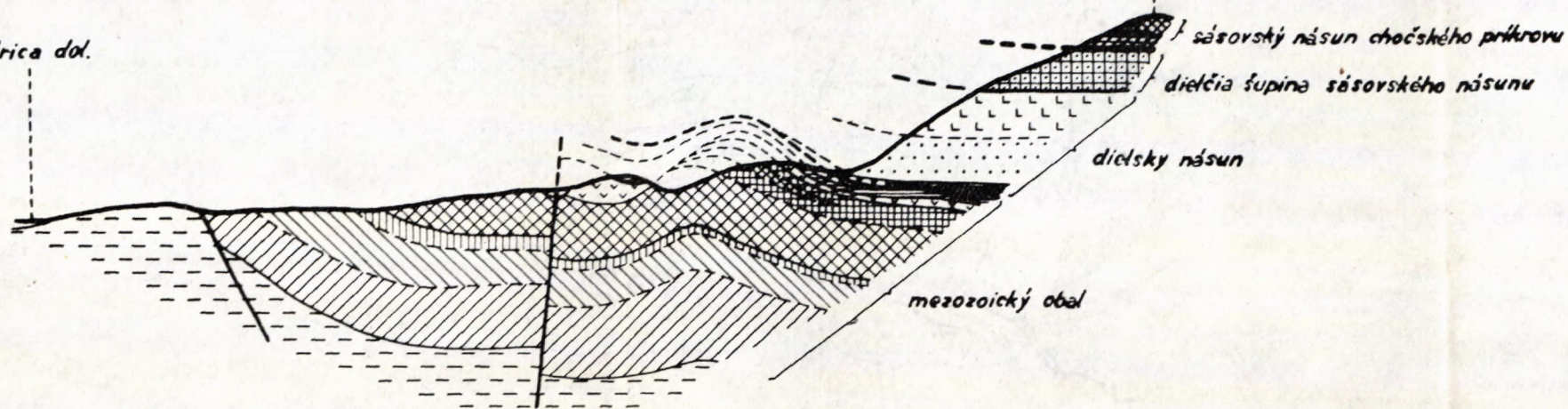
S

Detailný geologický rez Z od Špaňodolinskej križovatky

J

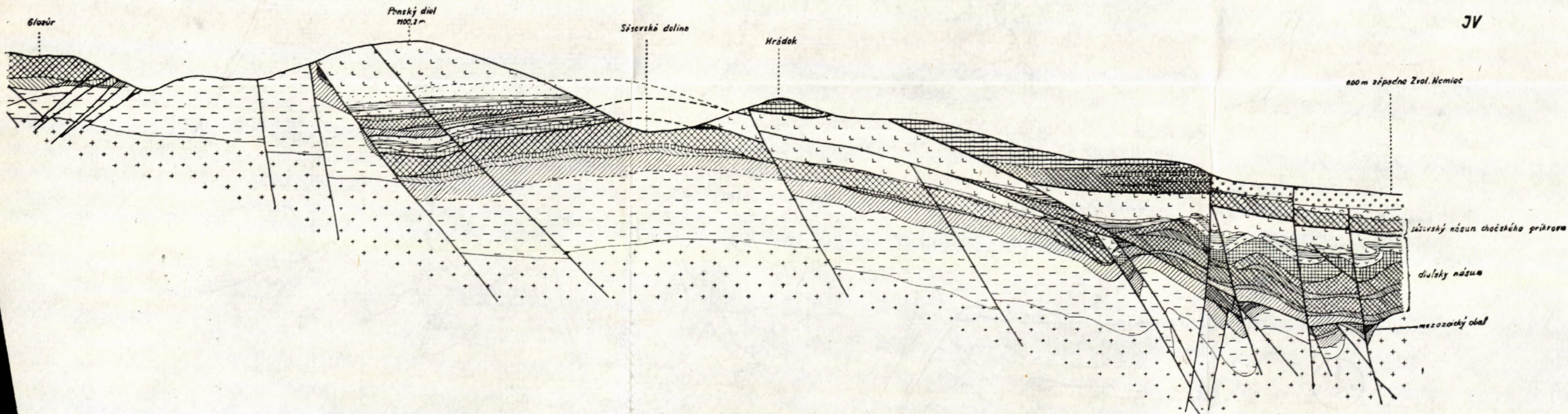
Bystrica dol.

hrebeň kóty 629,5



Schematický geologický rez územím severne od Banskej Bystrice

JV

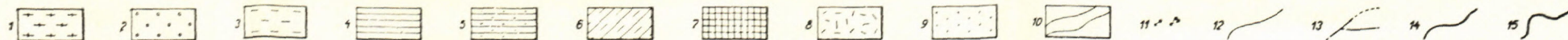
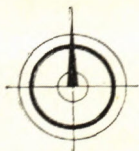
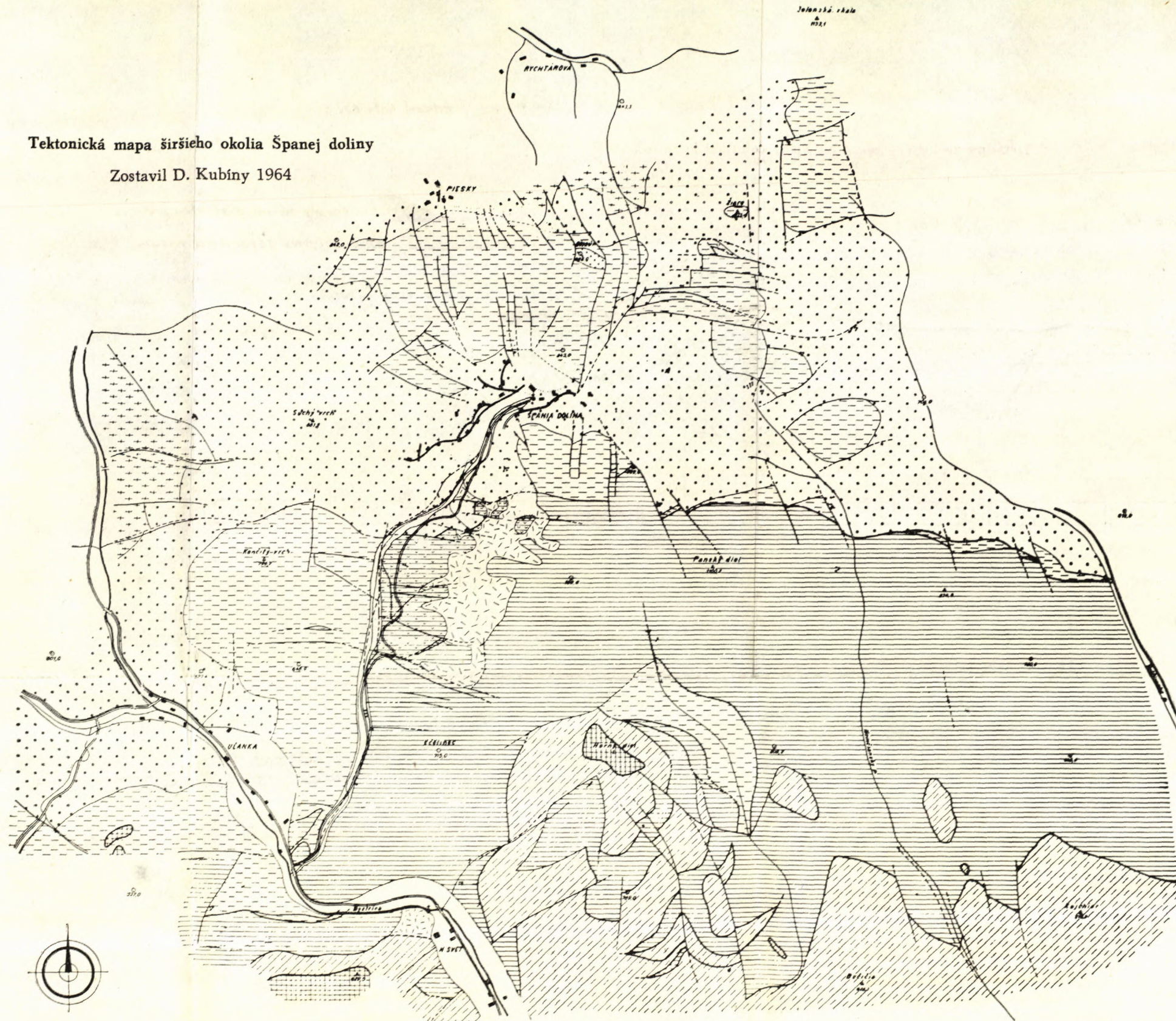


Vysvetlivky ku geologickým rezom: 1 — kryštalinikum, 2 — verukano, 3 — spodné werfenské vrstvy — kremence a pieskovce, 4 — vrchné werfenské vrstvy — spodná časť, 5 — vrchné werfenské vrstvy vrchná časť, 6 — dolomity vcelku, 7 — tmavé vápence anisu, 8 — vápence rétu,

9 — biele a ružové krinoidové hrubokryštalické liasové vápence, 10 — červené vápence hierlatského a adnetského vývoja, 11 — súvrstvie malmu vcelku, 12 — vápence titónu — neokomu, 13 — súvrstvie neokomu až albu, 14 — paleogénne brekcie a zlepenice, 15 — neogénne štrky a piesky.

Tektonická mapa širšieho okolia Španej doliny

Zostavil D. Kubiny 1964



1 — kryštalinikum nepríkrovové, 2 — verukano nepríkrovové, 3 — mezozoická obalová séria, autochtónna, 4 — mezozoická séria dielskeho násunu, 5 — mezozoická séria dielskeho násunu v poklesnutých blokoch, 6 — mezozoická séria sásovského násunu chočského príkrovu, 7 — vyššia

príkr. jednotka chočského príkrovu, 8 — veľké sutiny a kamenné moria, 9 — paleogén, 10 — čiastkové tektonické elementy, najmä šupiny, 11 — pramene, 12 — hranice útvarov odlišných tekt. jednotiek, 13 — zlomy, 14 — druhoradé presunové línie, 15 — presunové línie I. radu.

Záver

Kryštalínikum študovanej oblasti vystupuje vo viacerých oknách. Niekde na styku s verukanom ako s odlišným prostredím je dislokačne metamorfované; čiastočne môže ísť aj o prejav varískej retrográdnej metamorfózy. K mylonitizácii v kryštalíniku dochádza aj na priebehu zlomov, ktoré niekedy siahajú až do neokomu, no v prostredí verukanských a mladších súvrství sa mylonitizácia výraznejšie neprejavila, alebo len v tesnej blízkosti zlomovej plochy. Môže však ísť aj o opakovanie starších porúch.

Okolie Starých Hôr a Balázov buduje tatrídne autochtónne, alebo čiastočne paraautochtónne nízkotatranské kryštalínikum. Transgresívne a diskordantne na kryštalínikum sedimentovali verukanské pestrofarebné a nepravidelne triedené drobové zlepenice, pieskovce a bridlice, vzácnejšie arkózovité. K sedimentácii verukana došlo po paleogeografických zmenách, spôsobených saalskou fázou vrásnenia, pri ktorej došlo k ďalekosiahlym blokovým presunom celých masívov, najmä od juhu na sever (Iubochňanského masívu, Žiaru a pravdepodobne aj Malej Magury a Suchého). Do tejto fázy spadá aj vznik mohutnej poruchovej sústavy: najmohutnejšia je centrálnokarpatská poruchová zóna, obmedzená na V revúcko-starohorským poruchovým systémom, na Z hronsko-žilinskou poruchou, ktoré pokračujú do Maďarska. V tejto fáze vznikli aj výrazné pozdĺžne tektonické línie, napr. rozhrania granitoidného masívu nízkotatranského a kryštalínika nízkotatranského, veľké tektonické línie veporidné a iné často prikruté.

Na verukane opäť transgresívne a diskordantne ležia spodotriasové vrstvy, na spodku hlavne kremité pieskovce, pieskovce a bridlice, vyššie slienité bridlice, piesčité vápence (najskôr kampil). Sedimentácia mezozoika pokračovala ďalej temer neprerušene (okrem lokálneho ohýbania dogeru) so špecificky vyvinutými útvarmi, najmä stredného a vrchného triasu a liasu. Zaujímavé je značné stratigrafické rozpätie dolomitov — celý stredný a vrchný trias až po réte, ba rozsiahle sú vyvinuté aj v réte. Ďalšou zaujímavosťou sú laterálne prechody krinoidového vývoja liasových vápencov, miestami úplne organogénnych, do ružových vápencov hierlatského alebo adnetského vývoja. Keuper je len lokálne vyvinutý a zastupuje ho niekedy sivý dolomit s ojedinelými tenkými polohami červených bridlíc. Aj doger je zastúpený len lokálne a v širšom okolí Španej doliny ho nemožno identifikovať. Zaujímavá je neprítomnosť škvŕnitých slieňov a vápencov liasu. Súvrstvie malmu je max. 50 m mocné. Titón a neokom predstavujú mohutnejšie útvary. Paleogénne brekcie sa zistili na vrchole Glezúra, S od Španej doliny. Paleogén a neogén S od Banskej Bystrice ležia na mezozoiku, ale aj navzájom transgresívne a diskordantne. Niektoré terény sú pokryté aj svahovými sutinami až kamennými moriami.

Tektonický štýl územia ovplyvnili tieto skutočnosti: 1. blízkosť severných veporidných zón a 2. priebeh mohutnej poruchovej sústavy revúcko-starohorskej. Prvá

okolnosť sa prejavuje najmä rozsiahlym zošupinatením autochtónneho a paraautochtónneho mezozoika (križňanský príkrov — Koutek, Andrusov). K plochému zošupinateniu (niekoľkonásobnému) a násunu došlo po opakovanej plošnej redukcii kryštalinika severných veporidných zón, čím bol daný impulz k odlepovaniu sa mezozoika od kryštalinika, prípadne aj mladšieho paleozoika a k jeho presunu aj na vzdialenosť niekoľko km. Takáto stavba je charakteristicky vyvinutá hlavne J od význačnej tektonickej línie V-Z smeru, pozdĺž ktorej došlo k poklesu južného pokračovania žilnikového systému starohorsko-špaňodolinského Cu ložiska.

Jednotlivé šupiny alebo násuny pozdĺž červenej poruchy, ale najmä v širšom okolí Horného dielu sú veľmi pestré. Môžu ležať superpozične (napr. J od špaňodolinskej križovatky, v uzáveroch Sásovskej doliny, S od Nemiec a Seliec), ale môžu byť zložito zvrásnené aj útvary vyššej tektonickej jednotky s útvarmi nižšej tektonickej jednotky, príp. ešte skomplikované mladšími zlomami (napr. J od Horného dielu vo svahoch sásovských dolín). Niekedy leží titón, alebo neokom priamo na verukane, alebo spodnom triase tektonicky (J od Španej doliny). V priebehu červenej poruchy bývajú vyvlečené rôzne mezozoické útvary. Vyklínenie, alebo vyvalcovanie útvarov býva bežný zjav. Útvary najvyššieho násunu — chočského príkrovu, ktorý označujem ako *sásovský násun* (podľa vzácného výskytu rétu v širšom okolí Sásovskej doliny s výraznou násunovou plochou V od kolenovitého ohybu Sásovskej doliny), najmä dolomity, vápence a bridlice rétu ležia v okolí Jakuba, Laskomeru, Sásovej a Zvolenských Nemiec, na zvrásnenom povrchu neokomu nižšej šupiny, ktorú nazývam *dielskym násunom* (podľa tejto šupiny najmä neokomu v územiach Pánskeho a Selčianskeho dielu).

Zakorenenie týchto násunov (i ďalších v Západných Karpatoch) nemožno chápať ako vymedzenú koreňovú zónu s určitými geotektonickými, charakteristickými črtami (ako sa to v minulosti chápalo), ale ako plochu územia, z ktorej nastalo oddelenie určitého útvaru (v tomto prípade mezozoika) a jeho presunutie na susednú alebo vzdialenejšiu sériu, alebo útvar. Miesta, kde sa napr. dve tektonické jednotky pôvodne spájali a tvorili jednu sériu, sú zväčša prekryté nasunutými útvarmi. Útvary dielskeho násunu vystupujú napr. v okolí Banskej Bystrice, kým podložné útvary autochtónnej, alebo lokálne paraautochtónnej obalovej série sú známe len v najbližšom okolí kryštalinika a mladšieho paleozoika. To znamená, že dĺžku presunu nebude niekedy možno stanoviť bez vrtovej. Zatiaľ možno tvrdiť, že napr. séria dielskeho násunu má autochtónne, resp. čiastočne paraautochtónne postavenie už v širokom okolí Banskej Bystrice. Nasvedčujú tomu hlavne výskyty voľných blokov kryštalickej hornín v riečišti Mútneho potoka, na základe čoho už K u t h a n (1944) uvažuje o podloží mezozoika v okolí Malachova. Sásovský násun leží výrazne na neokome v priestore mezozoického trojuholníka medzi Tajovkou, Hronom a vulkanickými útvarmi Badína a Malachova, čo značí, že jeho autochtónne podložie leží južnejšie.

Vergencia násunov nemusí byť vždy jednosmerná; isté je však, že v širokom území stredného Slovenska bola severná. Vcelku je jasnejšia pozícia chočského príkrovu, ktorý je eróziou narezaný na veľkých plochách; jeho presúvanie z J, resp. JV na S, resp. na SZ lokálne aj iných smerov je tým zreteľnejšie. Výraznou črtou študovaného územia je aj tektonická zložitosť, spôsobená poruchami zhruba S-J smeru ako prejav oživovania porúch starších, ktoré som včlenil do revúcko-starohorskej zlomovej sústavy (východného ohraničenia centrálnokarpatskej poruchovej zóny), a poruchami zhruba V-Z smeru, ktoré v prevažnej miere tiež korešpondujú s poruchami staršieho založenia. U mnohých porúch ide o akési geochronologické narastanie zo starších útvarov do mladších.

Štúdium tektonických prejavov jednotlivých vrásnivých fáz umožňuje viazanosť rudných žíl alebo telies na určitý systém porúch, alebo jednotlivé poruchy. Tak špaňodolinské Cu žily (Cugl žily) sú viazané na poruchu, ktorá prechádza z kryštalinika a verukana do mezozoika. Nakoľko rudné indície rovnakej Cu sulfidickej periódy boli konštatované aj v mezozoiku, je najpravdepodobnejšie, že rudné roztoky použili túto výstupovú cestu počas vrchnokriedového vrásnenia. Opätovné rozvlečenie žily však signalizuje existenciu mladších horotvorných pochodov počas popaleogénnej, sávskej fázy i mladších neogénnych (štýrska fáza vrásnenia). Špaňodolinské ložisko je ufaté veľkou červenou poruchou V-Z smeru, spojenou s poklesom južného územia a vyzdvihom severného bloku. Je teda mladšia ako žila Cugl a ložisko a podľa jej charakteru možno ju považovať za popaleogénnu poruchu, porušenú ešte mladšími zlomami S-J smeru (najdôležitejšia porucha v priebehu doliny Banského potoka). Po vzniku týchto porúch odohrali sa len lokálne pohyby o rôznej intenzite, veľmi mladé (azda až pliocénne); no, ani dnes nie je toto územie úplne stabilizované, lebo leží na priebehu mohutnej, hlboko zasahujúcej poruchovej sústavy.

V starohorsko-špaňodolinskej metalogenetickej oblasti nachádza sa množstvo prevažne vydobytých rudných žíl, šošoviek, šmúh a impregnácií, ktoré možno rozčleniť na tri žilníkové pásma: 1. západné Cu-Au-žily a žily sideritové s Cu-minerálmi v okolí Harmaneckých papierní, Bystrickej doliny, Japena, Tureckej; 2. centrálné — hlavné Cu-žily a žily sideritu, pyritu, miestami s ďalšími sulfidmi (galenit, antimonit); 3. východné hlavné žily sideritové s chalkopyritom, tetradritom, vzácnejšie galenitom a hematitom západne od Balázov. Najdôležitejšie a v minulosti intenzívne dobývané je pásmo centrálné (— hlavné) s 3 žilníkovými pruhmi (polkanovsko-uľanský, starohorsko-špaňodolinský a šturecký).

V minulosti boli na ložisku rozlíšené dve hlavné metalogenetické fázy. V prvej sa vylúčili hlavne kremeň, karbonáty, baryt a pyrit, v druhej vznikli Cu-minerály, kremeň a ankeritický karbonát. Podľa nových výskumov bude treba rozlíšiť ešte ďalšiu metalogenetickú fázu (azda až neogénnu), ktorá by zahrňovala: karbonáty blízke ankeritu, kremeň, galenit, sfalerit, pyrit a antimonit, pričom zaradenie galenitu a sfaleritu je dosť nejasné.

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1930: Príspevky ku geológii severozápadných Karpat. Sborník SGÚ IX, Praha. — [2] Andrusov D., 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpat. Carpatica I. Praha. — [3] Andrusov D., 1959: Geológia čsl. Karpát. SAV, Bratislava. — [4] Bergfest A., 1951: Baníctvo v Šp. Doline, na Starých Horách a v Podkanovej. UBA, Banská Štiavnica. — [5] Hynie O., 1923: Montanisticko-geologické pomery rudního obvodu Starohorskošpanie-dolinského na Slovensku. Praha. — [6] Hynie O.—Kettner R., 1924: Tektonické studie u Motyčiek a Jelenců na Slovensku. Rozpravy II. tř. Čes. Akad. XXXIII/22, Praha. — [7] Koutek J., 1930: Geologické studie na SZ Nizkých Tater. Sborník SGÚ IX, Praha. — [8] Koutek J., 1937: O tektonickém okně starohorském u Báňské Bystrici. Sborník Št. ban. muzea D. Štúra v Banskej Štiavnici, sv. I. — [9] Koutek J., 1947: Předběžné výsledky studia rudních ložisek revíru Staré Hory — Špania Dolina. Věst. SGÚ XXII, Praha. — [10] Koutek J., 1952: Montanisticko-geologické výzkumy ve špaňodolinském rudním revíru. Zprávy o geol. výzkumech v roku 1952, ÚÚG Praha. — [11] Koutek J., 1961: O krystaliniku a verrucanu v okolí Starých Hor na JZ Nizkých Tater. Časopis pro mineralogii a geologii VI/3. — [12] Kravjanský I., 1956: Záv. zpráva a výpočet zásob na ložisku Polkanová Cu so stavom k 1. 1. 1956. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [13] Kravjanský I., 1958: Závěrečná zpráva o prieskume na ložisku Piesky — Cu so stavom k 1. 1. 1957. Rukopis; Archív GP, Žilina. — [14] Kubíny D., 1954: Predbežné pojednanie o tektonickom postavení revúcko-starohorského zlomového pásma v západokarpatskej sústave. Tektonická pozícia Iubochnianského masívu a šiprunskej série. Rukopis; Geol. prieskum, Žilina. — [15] Kubíny D., 1956: Zpráva o výskume ústrednej časti dumbierskeho masívu. Geol. práce, Zprávy 9, Bratislava. — [16] Kubíny D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. Geol. práce, Zprávy 12, Bratislava. — [17] Kubíny D., 1952: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. práce, Zoš. 62, Bratislava. — [18] Kuthan M., 1942: Ortuťové ložiská Slovenska III. Práce ŠGÚ, Zoš. 7. — [19] Máška M., 1957: Poznámky k předtercierní metalogenezi Záp. Karpat, zvláště Spišsko-gemerského rudohoří. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [20] Matějka A., 1930: O nové tektonické jednotce v centrálních Karpatech československých. Věst. SGÚ VI/4-6, Praha. — [21] *Tektonický vývoj Československa*. Kolektiv autorov: T. Buday, O. Kodym st., M. Maheľ, M. Máška, A. Matějka, J. Svoboda, V. Zoubek. ÚÚG Praha. — [22] Mišík M., 1964: Litofaciálny výskum liasu Veľkej Fatry a záp. časti Nizkých Tater. SGV — Záp. Karpaty, zv. 1, Bratislava. — [23] Varček—Regásek, 1962: Zrudnenie v mezozoiku Slovenska. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava.

DUŠAN KUBÍNY

EINIGE NEUEN ERKENNTNISSE ÜBER DIE GEOLOGIE DER BREITEREN UMGEBUNG VON ŠPANIA DOLINA

Der geologische Bau des Gebietes nördlich von Banská Bystrica ist stratigraphisch und tektonisch sehr bunt. Wir begegnen da *kristalline Gesteine*, vertreten hauptsächlich durch migmatitisierte biotitische Paragneise mit vereizelten Amphibolit-Ophioliten (Kristallin-Fenster von Staré Hory); in östlicher Richtung erscheinen zuerst die tektonischen Schollen der niedertatrischen Granitoide (hauptsächlich in der Umgebung von Baláže), junge (etwa kretazische) Intrusionen der Studeneč-Granitoide, die entlang der Brüche des N-S Störungssystems von Revúca-Staré Hory emporgestiegen sind. Bei Hriadeľ-Sattel tritt bereits das granitoide Zentralmassiv der westlichen Niederen

Tatra auf. Das ganze Kristallin in der breiteren Umgebung von Staré Hory und Baláže gehört zum autochthonen, bzw. teilweise paraautochthonen Kristallin der Niederen Tatra.

Auf dem Kristallin liegen transgressiv und diskordant die *Verrucano-Schichten*, und zwar bunt gefärbte und unregelmässig sortierte Konglomerate, Sandsteine und Schiefer (selten auch arkosenartige). Zur Ablagerung des Verrucano kam es nach bedeutenden paläogeographischen Veränderungen während der Saale-Faltung, als es zu weitreichenden Blocküberschiebungen ganzer Massive von Süden nach Norden kam (Lubochňa-Massiv, Žiar und wahrscheinlich auch Malá Magura und Suchý). In dieser Faltungsphase entstanden auch mächtige Störungssysteme; die wichtigste ist die *zentalkarpatische Störungszone*, welche in Osten mit dem *Revúca-Staré Hory* — in Westen mit dem *Hron-Žilina* — *Störungssystem* grenzt, die dann auch nach Ungarn reichen. Weiter folgt das *ostslowakische Störungssystem* mit ausgeprägten Hornád-Zemplín-, Vihorlat-Tokaj- Störungszonen, Störungen von Branisko u. ä. In diese Zeit fällt auch die Bildung zahlreicher ausgeprägter tektonischer Linien (z. B. an der Grenze zwischen dem niedertatrischen granitoiden Massiv und dem niedertatrischen Kristallin, grosse tektonische Linien des Vepor u. a.).

Auf dem Verrucano lagern wiederum transgressiv und diskordant die *Untertrias-Schichten*, und zwar von unten nach oben: Quarzsandsteine, Sandsteine und Schiefer, weiter Mergelschiefer, sandige Kalksteine (etwa des Campil). Die weitere Sedimentation folgte wahrscheinlich ohne Unterbrechung, mit lokalem Fehlen des Dogger. Interessant ist die grosse Vertikalverbreitung der Dolomite (die ganze Mittel- und Obertrias bis ins Rhaet), wie auch laterale Übergänge der stellenweise voll organogenen Crinoidenkalke der Lias in die rosaroten Kalke des Hierlatz- oder Adneth-Typus. Keuper ist nur örtlich, manchmal durch grauen Dolomit mit vereinzelt dünnen Lagen roter Schiefer vertreten. Dasselbe gilt auch für Dogger, den wir in der breiteren Umgebung von Špania Dolina nicht fanden. Von Interesse ist auch das Fehlen der Fleckenmergel und Lias-Kalke. Die Malm-Schichten erreichen eine Mächtigkeit bis zu 50 m.

Die *paläogenen Brekzien* hat man am Gipfel Gležúra, N von Špania Dolina festgestellt. Die Paläogen und Neogen-Schichten lagern auf dem Mesozoikum (aber auch gegenseitig) transgressiv und diskordant.

Der *tektonische Stil* des Gebietes ist im wesentlichen von zwei Tatsachen beeinflusst: 1. von den naheliegenden nördlichen Vepor-Zonen, 2. vom mächtigen Revúca-Staré Hory-Störungssystem.

Dem ersteren Umstand ist besonders die umfangreiche Verschuppung der autochthonen und paraautochthonen mesozoischen Serie (vorher für die Krížna-Decke gehalten; Koutek, Andrusov) zuzuschreiben. Dieser Prozess wurde nach der wiederholenden räumlichen Reduzierung des Kristallin-Raumes der nördlichen Vepor-Zonen mehrmals belebt, wodurch auch der Impuls zur „Abtrennung“ des Mesozoikum vom Kristallin, bzw. vom Jungpaläozoikum und zu seiner Verschiebung bis auf einige Km gegeben war. Einzelne Schuppen, bzw. Überschiebungen können entweder übereinander (in Superposition, z. B. S von Špania Dolina-Kreuzung, Engpass des Sásov-Tales N von Nemce und Selce), oder gegenseitig ineinander gefaltet, bzw. durch jüngere Brüche gestört (z. B. S von Horný diel) werden.

Die Einwurzelung dieser (aber auch anderer Decken in den Westkarpaten) Decken kann man nicht als eine eigentliche Wurzelzone mit bestimmten charakteristischen geotektonischen Merkmalen betrachten, wie es in der Vergangenheit getan wurde, sondern als ein Gebiet, in dem sich bestimmte Serien (Schichten) von ihrem Liegenden getrennt hatten und dann auf die benachbarten, oder auch weiter entfernten Serien bzw. Gebilde überschoben wurden.

Die Vergenz der Überschiebungen muss nicht einheitlich gewesen sein. Eindeutig steht fest, dass auf breiten Gebieten der Mittelslowakei (und im Falle der Choč-Decke im ganzen westkarpatischen Raume, mit Ausnahme örtlicher jüngerer Verschiebungen) sie nach Norden gerichtet waren.

Ein weiteres ausgeprägtes Merkmal des studierten Gebietes ist der sehr komplizierte tektonische

Bau, verursacht durch *N-S Störungen*, die ich zum *Revúca-Staré Hory-Bruchsystem* in östlicher Begrenzung eingegliedert habe, und die ungefähr *E-W Störungen*. Bei manchen diesen Störungen handelt es sich gewissermassen um Fortsetzung aus älteren Gebilden in jüngere.

Als guter Helfer bei der Verfolgung dieser tektonischen Äusserungen einzelner Faltungsphasen haben sich die Erzgänge bzw. Erzkörper gezeigt, die meistens an bestimmte Störungen, bzw. ganze Störungssysteme gebunden sind. Als Beispiel können wir in unserem studierten Gebiet den *Cu-Gang Gugl* erwähnen, der an eine Störung gebunden ist, welche aus dem Kristallin, über Verrucano bis in mesozoische Gebilde reicht. Da man Erzindizien einer ähnlichen Cu-Vererzungsperiode auch im Mesozoikum festgestellt hatte, hatten die Erzlösungen diesen Aufstiegs-
weg wahrscheinlich erst während der späteren Faltung in der Oberkreide-Zeit in Anspruch genommen. Die wiederholte Zersplitterung des Erzganges deutet aber darauf, dass da auch spätere Prozesse in der nachpaläogenen (saavischen) Faltungsphase (bzw. auch in der steirischen Phase) zur Geltung kamen.

Im Vererzungsgebiet von Staré Hory-Špania Dolina kann man im wesentlichen drei Erzgangzonen unterscheiden:

a) *die westlichen Cu-Au-Gänge und Siderit-Gänge* mit Cu- Mineralen in der Umgebung von Harmanec, Turecká;

b) *die zentralen Cu-Hauptgänge und Siderit-, Pyrit-Gänge* (örtlich auch mit weiteren Sulphiden — Galenit, Antimonit);

c) *die östlichen Siderit-Gänge* mit Chalkopyrit, Tetraedrit, seltener mit Galenit und Haematit W von Baláže.

Die grösste Bedeutung hatte die zentrale (b) Zone, wo man in Vergangenheit zwei Vererzungsphasen unterschieden hatte:

a) die Bildung der Gangminerale, hauptsächlich Quarz, Karbonate, Schwerspat und Pyrit;

b) Entstehung der Cu-Erzminerale, des Quarzes und des ankeritischen Karbonates. Nach neueren Forschungen muss man noch eine weitere Vererzungsperiode (vielleicht bereits schon im Neogen) hinzufügen, in der sich die dem Ankerit verwandten Karbonate, Quarz, Galenit, Sphalerit, Pyrit und Antimonit ausgeschieden haben (allerdings ist die Stellung des Galenit und Sphalerit in der Sukzession ziemlich unklar).

Übersetzt von Ing. R u m a n n.

DUŠAN HOVORKA

ENDOKONTAKTNÉ ZJAVY V SERPENTINITE PRI MÁLINCI (VEPORSKÉ RUDOHORIE)

V ý t a h. V silne granitizovanej sérii veporidného kryštalinika SZ od Málince vystupuje malé teleso serpentinitu. V jeho okrajovej časti boli zistené zjavy endokontaktnej asimilácie za vzniku zaujímavých minerálnych asociácií. Prítomnosť korundu, andaluzitu a picotitu v okrajovej časti telesa serpentinitu a vznik anchimonominerálnych hornín na leme serpentinitu možno vysvetliť dvoma spôsobmi: 1. minerály vznikli na endokontakte ultrabázickej magmy; anchimonominerálne lemy sú výsledkom pôsobenia kyslej magmy na serpentinit; 2. korund, andaluzit a picotit sú produktami exokontaktneho pôsobenia kyslej (granatickej) taveniny na serpentinit. Na základe poznatkov petrografického štúdia serpentinitu, anchimonominerálnych hornín i okolných hornín serpentinitového telesa autor článku sa prikláňa k prvej alternatíve vzniku popisovaných netypických minerálov ultrabázických hornín Západných Karpát.

V kohútskom pásme veporidného kryštalinika boli popísané výskyt serpentinítov (P u o b i š 1955; K u ž v a r t 1956; K a n t o r 1956). Pri prehľadnom geologickom mapovaní veporidného kryštalinika v rokoch 1959–60 autor zistil niekoľko nových telies serpentinizovaných ultrabázických hornín. Výsledky terénneho a laboratorneho štúdia týchto serpentinítov a ich metamorfných produktov sú v tlači (H o v o r k a, l. c.). Najnovšie SZ od Málince som zistil ďalšie teleso serpentinitu, ktoré sa svojím minerálnym zložením odlišuje od ostatných serpentinítov kohútkeho kryštalinika. O jeho povahe pojednávam v predloženej práci.

Geologická pozícia a petrografický charakter serpentinitu

Teleso serpentinitu vystupuje na severnom svahu kóty 734 v nadmorskej výške 620 m, asi 4 km SZ od Málince (dolina horného Ipľa). Presný tvar a veľkosť telesa pre silné zasutenie terénu nie je možné určiť. Podľa malého plošného východu serpentinitu a rozsahu suťového elúvia predpokladám, že jeho rozmery nepresahujú

10–20 metrov. Serpentinít vystupuje v silne granitizovaných biotitických pararách. Ide o horniny charakteru okatých parará, arteritických migmatitov, nebulitických migmatitov až nehomogénnych anatektických(?) granitoidov. Na SZ svahoch kóty 734, v intenzívne granitizovanej sérii, sa nachádzajú hojné telesá amfibolitov. Podobne ako biotitické pararuly, aj amfibolity sú v rôznej miere postihnuté alkalickou metasomatózou. Celá séria je preniknutá pegmatitickými a aplitickými telesami, ktoré majú oproti okolitej hornine difúzne obmedzenie.

Serpentinít je tmavošedej až čiernej farby a má nevýrazne bridličnatú textúru. V niektorých vzorkách, odobratých z východu serpentinitu i v niekoľkých úlomkoch horniny z elúvia pozorovať ihličky svetlozeleného amfibolu. V balvanovitom elúviu blízko východu serpentinitu som zistil aj úlomky monominerálnych chloritických a amfibolických hornín. V elúviu sú prítomné aj úlomky hornín, na ktorých pozorovať prechod serpentinitu do svetlozelenej monominerálnej amfibolickej horniny. Styková plocha obidvoch hornín je makroskopicky ostrá. Miestami pozorovať niekoľkonásobné striedanie serpentinitu a amfibolickej horniny, ktorá vytvára v serpentinite šmuhy (cm rozmerov). Orientované sú paralelne.

Základným minerálom horniny je *amorfný serpentín*, ktorý miestami prechádza do jemnolupenitého *antigoritu*. Podobne ako na ostatných telesách serpentinitov kohútskeho kryštalinika (H o v o r k a, l. c.), serpentinizáčne procesy postihli celú hmotu pôvodného ultrabázika. Primárne Mg minerály ultrabázika sa nezachovali.

Chlorit (Mg prochlorit, leuchtenbergit) vystupuje v podobe xenoblastov v jemnozrnnej základnej hmote serpentinitu; je zatláčaný serpentínom.

Amfibol má nasledovné optické vlastnosti: $\gamma/c = 14-16^\circ$, $2V\alpha = 80-84^\circ$, $D = 0,022$, chz +, pleochroizmus: $\alpha =$ bezfarebný, $\beta =$ svetložltý, $\gamma =$ svetložltozelený. Na základe optických konštánt patrí do skupiny grammatit – ferroaktinolitovej. Podľa Trögera (1952) ide o člena uvedeného radu s 20–45 % ferroaktinolitovej molekuly (= aktinolit). Nezistil sa vo všetkých vzorkách horniny, ale len v najexternejšej, málo mocnej polohe serpentinitu. Vo výbrusoch, v ktorých je zachytený priamy styk serpentinitu a amfibolickej horniny, ihličky amfibolu (aktinolitu) v serpentinite sú prítomné v podstatnom množstve. Hornina nadobúda charakter aktinolitického serpentinitu.

V serpentinite sporadicky je prítomný aj rombický amfibol – *antofylit*. Miestami vytvára paralelné zrasty s aktinolitom. Vo výbruse aktinolitického serpentinitu bolo zistené aj obrastanie monoklinického amfibolu (aktinolitu) rombickým amfibolom.

Korund (jednoosový, chm –, $D = 0,080-0,090$) vystupuje v podobe nepravidelných zrn v akcesorickom množstve. Veľkosť zrn dosahuje 0,7 mm (najčastejšie 0,2–0,4 mm). Väčšie zrná majú odlišnú optickú orientáciu jednotlivých častí; prejavuje sa to postupným políčkovitým zhášaním kryštálov. Na okrajoch a pozdĺž nepravidelných štiepných trhlín pozorovať jeho zatláčanie serpentínom. Korund vznikol ešte pred serpentinizáciou ultrabázika. Bol zistený len vo výbru-

soch s hojným aktinolitom, čo je dôkazom, že je prítomný len v najexternejšej zóne serpentinitového telesa. Najhojnejší je vo výbrusoch z priameho styku serpentinitu s aktinolitickou horninou.

Picotit vytvára drobné (do 0,2 mm) idiomorfne kryštály žltočervenej, žltohnedej a červenohnedej farby. Je izotrópny, niektoré zrná majú zonárne koncentrickú stavbu; sú rôzne sfarbené. Sporadicky boli zistené aj jeho zrasty. Podľa farby, vysokého indexu lomu (nad 2,1) a vysokej tvrdosti (väčšina zrn bola pri brúsení z mäkkého serpentinitu vytrhnutá) ide o minerál spinelovej skupiny, zložením blízky picotitu. Zistil sa len v aktinolitickom serpentinite, najhojnejšie v tesnej blízkosti jeho styku s monominerálnou amfibolickou horninou.

Andaluzit vystupuje vo výbrusoch spoločne s korundom a picotitom. Vytvára stĺpčekovité jedince (do 0,3 mm) i nepravidelne obmedzené zrná. Zistené optické vlastnosti: $2 V\alpha = 84^\circ$, $D = 0,095$, // zhášanie, chz —. Stĺpčekovité kryštály majú svetloružovú farbu, sú slabo pleochroické. Na povrchu niektorých zrn pozorovať šedé zakalenie. Andaluzit vystupuje vcelku sporadicky.

V serpentinite sú prítomné aj obvyklé rudné minerály: magnetit, chromit, limonit a mastenec; podobne ako na ostatných lokalitách v kohútskom kryštaliniku geneticky sú naňho viazané aj monominerálne chloritické a amfibolické horniny. Ich petrografický charakter je uvedený v ďalšom.

*Aktinolitovec** je svetlozelená anchimonominerálna amfibolická hornina jemnozrnná, prevažne so zreteľnou foliáciou. Veľkosť jednotlivých ihličiek amfibolu je 1–3 mm. Obyčajne lemuje serpentinitové teleso, prípadne vytvára v serpentinite polohy. Pre nedostatok odkryvov nebola zistená mocnosť aktinolitovej polohy. Optické konštanty má zhodné ako aktinolit uvedený v predchádzajúcom. Ďalšími minerálmi aktinolitovca sú: chlorit (do 5 %), bezfarebný až svetložltý so slabým žltozeleným pleochroizmom. Má šikmé zhášanie ($2-4^\circ$), čo odpovedá klinochlóru. Vypĺňa medzipriestory medzi paralelne orientovanými stĺpčkami aktinolitu. Miestami zatláča aktinolit. Sporadicky boli zistené aj drobné lupene mastenca, zrná magnetitu a záteky limonitu.

*Antofylitovec** Kým priestorová lokalizácia aktinolitovca je známa, vzťahy medzi serpentinitom a monominerálnou antofylitickou horninou nie sú zatiaľ objasnené. Študovaný materiál pochádza z balvanovitého elúvia z tesnej blízkosti východu serpentinitu. Hornina je šedo-zelená so žltkastým odtieňom. Textúra je všesmerná, miestami pozorovať nevýraznú prednostnú orientáciu antofylitu. Veľkosť zrn je až 7 mm (najčastejšie 3–4 mm), štruktúra horniny fibroblastická, s prechodmi do nematoblastickej. Antofylit je slabo pleochroický: $\alpha =$ bezfarebný, $\beta =$ bezfarebný, $\gamma =$ svetložltý, chz +, $2 V\gamma = 82^\circ$, $D = 0,022$, zhášanie //, čo odpovedá antofylitu s 10–25 % Fe^{2+} molekuly (Tröger, 1952). Má pre-

* Anchimonominerálne horniny podľa dominujúceho minerálu označujem ako aktinolitovec, antofylitovec a chloritovec. Vychádzam pritom z modálneho zloženia tej-ktorej horniny bez ohľadu na jej genézu, ktorú rôzni autori chápu pre tú istú horninu často odlišne.

važne ihličkovitý charakter; dlhostĺpčekovité kryštály sú pri terminálnom ukončení splštené v ihličkovitý agregát. Miestami pozorovať vznik radiálne paprškekovitej orientácie ihličiek.

Aktinolit je prítomný vo vedľajšom až akcesorickom množstve. Vyznačuje sa zhášaním $\gamma/c = 15-16^\circ$ a slabým pleochroizmom. Na niekoľkých kryštáloch sa zistili paralelné zrasty aktinolitu a antofylitu. Ďalšie minerály sú: chlorit, mastenec, magnetit a limonit.

*Chloritovec**. Sýtozelené monominerálne horniny masívneho i nezreteľne usmerneného charakteru sú prítomné v elúviu v blízkosti východu serpentinitu. Veľkosť lupenôv chloritu je 2–4 mm. Hornina má lepidoblastickú štruktúru. Chlorit miestami vytvára vejárovité agregáty; má zreteľný zelený pleochroizmus: $\alpha =$ žltý až žltozelený, $\beta =$ žltozelený, $\gamma =$ zelený, $chm -$; $chz -$, $D = 0,005$, zhášanie $2-4^\circ$. Tieto hodnoty odpovedajú klinochlóru. V niektorých výbrusoch sa zistil aj ihličkovitý amfibol (aktinolit, menej antofylit), ktorý vytvára porfyroblasty (až 5 mm), hornina nadobúda charakter amfibolického chloritovca. V podobe drobných, bližšie neidentifikovateľných zŕn sú prítomné aj minerály epidot-zoizitovej skupiny, ďalej zirkón, magnetit a limonit.

Modálne zloženie hornín

	1	2	3	4	5	6	7
amorfný serpentín } antigorit	91 %	80,5	68	—	—	—	—
mastenec	+	+	+	1	+	—	—
Mg prochlorit	6,5	6	5	—	—	—	—
klinochlor	—	—	—	4	1,5	89,5	94,5
aktinolit	—	10,5	17	93	6,5	9	1,5
antofylit	—	1,5	1	1,5	91	1	1
epidot-zoizit	—	—	—	—	—	0,5	1,5
korund	—	—	5	—	—	—	—
andaluzit	—	—	2,5	—	—	—	—
picotit	—	—	1,5	—	—	—	—
magnetit	1,5	1	+	+	0,5	+	1,5
chromit	1	+	+	—	—	—	—
počet bodov:	1869	2018	2104	1979	2151	1796	1988
vzdial. bodov:	0,2 mm	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2

1 — serpentinit, 2 — aktinolitický serpentinit, 3 — aktinolitický serpentinit z okraja serpent. telesa, 4 — aktinolitovec, 5 — antofylitovec, 6 — amfibolický chloritovec, 7 — chloritovec.

Genéza študovaných hornín

Serpentinit SZ od Málnica sa prítomnosťou korundu, andaluzitu, picotitu, antofylitu a aktinolitu odlišuje od ostatných ultrabázických hornín Západných Karpát. Nezbytnou podmienkou vzniku korundu a andaluzitu v ultrabázickej hornine

je prítomnosť dostatočného množstva Al v magme. Keďže ultrabázická magma je na Al veľmi chudobná, hliník potrebný pre vznik týchto minerálov pochádza z asimilovaných okolných hornín. Prikláňam sa k názoru, že korund, andaluzit a picotit vznikli na endokontakte ultrabázickej magmy. Vychádzam pritom z nasledovného:

(a) Korund, andaluzit a picotit sú prítomné len v niekoľko cm polohe serpentinitu na prechode do amfibolických hornín. Uvedené minerály sú staršie ako serpentinizácia ultrabázika. Vo výbrusoch pozorovať ich zatlačanie antigoritom.

(b) V amfibolických, chloritických ani v okolných horninách serpentinitu neboli zistené reliktky korundu, prípadne andaluzitu. Ak je však vznik korundu spätý s účinkom acidnej magmy na serpentinit, ich prítomnosť nutno očakávať aj v endokontaktnej zóne kyslej magmy, teda aj mimo serpentinitu. V svetovej literatúre sa takéto zjavy uvádzajú často. Tak napr. L a r s e n (1928) z JV časti Marylandu a JV časti Pensylvánie (USA) uvádza niekoľko telies serpentinitov, prerázaných albit-korundovými žilami. Na ich styku so serpentinitmi je vyvinutý antofylit. Aj G r e e n w o o d (1963) vznik antofylitu pripisuje účinku albit-korundovej žily (pegmatitu ?) za súčasného vzniku úzkej vermikulitovej zóny. Uvedení autori korund priamo v serpentinite nezistili.

(c) Vznik amfibolických a chloritických monominerálnych hornín na okraji serpentinitu, prípadne v podobe šmúh v samotnom serpentinite nasledoval až po serpentinizácii samotného ultrabázika. Uvedené horniny vznikli v dôsledku vzájomného metasomatického pôsobenia serpentinitu s kyslou magmou, prípadne účinkom tých agensov, ktoré spôsobili intenzívne granitizačné premeny okolných kryštalických bridlíc. Vzniklé monominerálne horniny dosiahli rovnovážny stav. Podľa T h o m p s o n a (1959; in G r e e w o o d 1963) v podmienkach lokálneho rovnovážneho stavu na styku dvoch chemicky odlišných celkov dochádza k vzniku monominerálnych zón. Chemicky odlišnými celkami v študovanom prípade sú serpentinit a kyslá magmatická tavenina, prípadne jej diferenciáty. Toto vysvetlenie je zhodné s výsledkami R a b b i t t a (1948), podľa ktorého antofylit nevzniká nikdy priamo kryštalizáciou z magmy, ale je typickým metamorfným minerálom.

(d) Ak intrúzia (efúzia) ultrabázickej magmy spôsobila vznik v okolných horninách exokontaktných premien, v procese neskorších reakčne metasomatických premien, spôsobených kyslou magmou, boli tieto horniny zmenené v amfibolické a chloritické horniny.

Vznik popísaných minerálnych asociácií je produktom nasledovných procesov. Pri plytkej podpovrchovej intrúzii, prípadne výleve ultrabázickej magmy došlo k endokontaktnej asimilácii materiálu okolných hornín. Vznikli vysokotemperované, na Al bohaté minerály (korund, andaluzit) a picotit. Šírka endokontaktne asimilovanej zóny v serpentinite, spojennej so vznikom uvedených minerálov, bola veľmi malá (len niekoľko cm).

Zo zisteného zatláčania korundu a andaluzitu serpentínom dedukujem, že proces serpentizácie prebiehal až po vzniku týchto minerálov, teda in situ. K vytvoreniu monominerálnych hornín dochádza až po procesoch serpentizácie. Neopatrný rozsah steatitizácie na jednej strane a prítomnosť chloritických hornín na strane druhej dokazuje uplatnenie sa hydrotermálnej činnosti. Roztoky na rozdiel od oblasti Muránskej Dlhej Lúky, Ostrej pri Klenovci a iných lokalít (Hovorka, l. c.) neobsahovali dostatočné množstvo kyseliny kremičitej potrebnej k vzniku mastenca. Prítomnosť ihličiek amfibolu v chloritickej hornine dáva možnosť interpretovať ju ako derivát monominerálnych amfibolických hornín.

Lektoroval prof. dr. J. Kamenický.

*Katedra petrografie Prírodovedeckej
fakulty UK, Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Cambel B., 1951: Ultrabázická hornina od Sedlíc a hadce najbližšieho okolia. Geol. sborník II, Bratislava. — [2] Clark R. H., Fyfe W. S., 1961: Ultrabasic Liquids. Nature, vol. 191, No. 4784. — [3] Eskola P., 1932: On the principles of Metamorphic Differentiation. Comp. Rend. Soc. Géol. Finl., No. 5/68. — [4] Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoo-gen J., 1958: Metamorphic reactions and metamorphic facies. Mem. geol. Soc. Amer. 73, reprinted 1959. — [5] Greenwood H. J., 1963: The synthesis and stability of anthophyllite. Jour. of Petrology, Vol. 4, No. 3. — [6] Hess H. H., 1933: Hydrothermal metamorphism of an ultrabasic intrusion at Schuyler, Virginia. Am. Journ. Sci., 5. ser., vol. 26. — [7] Hovorka D., (v tlači): Serpentinizácia kohútkeho kryštalinika a ich metamorfne produkty. Acta geol. et geogr. univ. Comenianae, Nr. 9. — [8] Kamenický J., 1950: Bázické eruptíva spodného triasu v oblasti Spišsko-gemerského Rudohoria. Geol. sborník I, Bratislava. — [9] Kamenický J., 1952: O hadci pri Dankovej. Geol. sborník II, Bratislava. — [10] Kamenický J., 1957: Serpentinizácia, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského Rudohoria. Geol. práce, Zošit 45. — [11] Kantor J., 1956: Serpentinizácia južnej časti Spišsko-gemerského Rudohoria. Geol. práce, Zprávy 6. — [12] Kornilov M. A., 1961: K mineralogii serpentinitov. Zap. Vses. Min. O-va, 90, No. 5. — [13] Kužvart M., 1956: Ložiska mastku ve Spišsko-gemerském Rudohoří na Slovensku. Sbor. UUG, sv. 23, odd. geol. — [14] Larsen E. S., 1928: A hydrothermal origin of corundum and albite bodies. Econ. Geol., 23. — [15] Lodočnikov V. N., 1933: Serpentinizácia i serpentinitizácia i svjazannyje s nimi petrografičeskije voprosy. Probl. sov. geol., 5. — [16] Petraschek W. E., 1959: Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich. Geol. Rundschau, 48. — [17] Phillips A. H., Hess H. H., 1936: Metamorphic differentiation at contacts between serpentine and siliceous rocks. Amer. Min., Vol. 24. — [18] Puobiš V., 1955: Geologická stavba masívu Kohúta. Dipl. práca (nepubl.). — [19] Rabbitt J. C., 1948: A new study of the anthophyllite series. Am. Min., 33. — [20] Ramberg H., 1952: The origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. The University of Chicago Press. — [21] Read H. H., 1934: On zoned association of antigorit, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetlands Islands. Min. Mag., vol. 23, No. 145. — [22] Du Rietz T., 1935: Peridotites, Serpentinities, and Soapstones of Northern Sweden. Geol. För., Forhandl., Bd 57, Häft 2, No. 401. — [23] Rost F., 1959: Probleme ultrabasischer Gesteine und ihre Lagerstätten. Freib. Forsch., C, No. 58. — [24] Sobolev N. D., 1955:

Ultraosnovnyje porody i svjazannyje s nimi polevyje iskopajemyje. Issled. miner. syria. — [25] Thompson J. B. Jr., 1959: Local equilibrium in metasomatic processes. In: Researches in geochemistry (ed. G. H. Abelson), New York: Wiley. — [26] Tröger W. E., 1952: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart. — [27] Turner F. J., 1948: Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. Geol. Surv. of Am., Mem. 30.

DUSAN HOVORKA

ENDCONTACT FEATURES IN THE SERPENTINE AT MÁLINEC (VEPORSKÉ RUDOHORIE MTS.)

Abstract. In a strongly granitized series of Veporidy crystalline in West Carpathians near Málinec village author found a small body of serpentine. Several minerals determined in its periphery are not typical for ultrabasic associations. The presence of korund, andalusite, picotite is being explained as due to assimilation effect of ultrabasic magma at the interior contact. Serpentine body occurs within monomineral hornblende and chlorite rocks existence of which according to author is in connection with acid magma or agents responsible for the granitization of country rock.

Host rocks are represented by various types of migmatites-inhomogenous anatectic (?) granitoids. The series comprises numerous amphibolite bodies, aplite and pegmatite veins mostly without sharp contacts.

Serpentine is dark-gray to black in colour with slight schistosity. Principal mineral is amorphous serpentine locally altered to fine tabular antigorite. As accessories occur: chlorite (Mg-prochlorit, leuchtenbergit) steatite, chromite, magnetite, limonite. Along the serpentine periphery the following minerals were determined: actinolite ($\gamma/c = 14-16^\circ$, $2 V\alpha = 80-84^\circ$, $D = 0,022$), anthophyllite ($//$ extinction, $2 V\alpha = 82^\circ$, $D = 0,022$), korund (one axis, ch, m- $D = 0,080-0,090$), andalusite ($2 V\alpha = 84^\circ$, $D = 0,095$ extinction) and picotite. Hornblende amount increases toward exterior and the rock bears the character of hornblende serpentine. Related to serpentine in position are actinolite, anthophyllite and chlorite rocks.

Actinolite rock is trimming the serpentine body locally forming intercalations. The rock is light green, fine grained with clear foliation. As accessories occur clinochlor, steatite, magnetite and limonite.

Anthophyllite rock differs from the former one by massive structure, with slight preferred anthophyllite orientation. The texture is fibroblastic locally nematoblastic. Further identified minerals: chlorite, magnetite, steatite and limonite.

Chlorite rock is green in colour, massive or slightly oriented. Besides chlorite determined were: actinolite, anthophyllite, minerals of epidote-zoisite group, zircon, magnetite, limonite.

Genesis of the Studied Rocks

Málinec serpentine differs by the presence of korundum, andalusite, picotite, anthophyllite and actinolite from the rest of West Carpathian ultrabasic rocks. For the formation of korundum and andalusite in ultrabasic rock the presence of sufficient amounts of alumina in magma is necessary. Ultrabasic magma is very poor in Al therefore alumina necessary for the formation of discussed minerals originated from the assimilated host rocks. This assumption is based upon the following observations: (a) korund, andalusite and picotite are present only in a contact zone several cm thick between serpentine and hornblende rocks. Minerals listed are older than

serpentinization of the ultrabasic rocks. Thin sections show their replacement by serpentine. (b) Neither hornblende and chlorite rocks nor serpentine host rocks contain relicts of korund andalusite, picotite. If the above minerals originated due to the effect of acid magma than they should be present also in the endocontact zone of acid magma i. e. out of serpentine body. However in spite of very carefull investigation of the acid magma contact zone none of these minerals has been observed. (c) The formation of monomineral hornblende and chlorite rocks followed after the serpentinization of ultrabasics. The rocks originated due to metasomatic effects of acid magma with serpentine eventually due to agents responsible for the granitization of crystalline schists (d) Assuming the effusion (or shallow intrusion) of ultrabasic melt were able of some exocontact changes in the adjacent rocks; these were during later metasomatic processes turned into monomineral hornblende and chlorite rocks.

Negligible steatitization on one and the presence of chlorite rocks on the other hand indicate hydrothermal processes. In contrast to other serpentine bodies of West Carpathian Veporidy crystalline these were poor in SiO_2 necessary for the formation of steatite. The presence of hornblende needles within the chlorite rock provides a possibility to derive it from monomineral hornblende rocks.

*Chair of Petrography Faculty of Natural
Sciences Komenský University, Bratislava*

Vysvetlivky v tab. I—II

T a b. I

O b r. 1. Kryštaloidný serpentín až jemnolupenitý antigorit, zväčš. $120\times$, nikoly X. — O b r. 2. Okrajová časť serpentinitového telesa, striedanie polôh jemnolupenitého antigoritu s polohami amfibolu (amf.), zväčš. $10\times$, nikoly X. — O b r. 3. Styk serpentinitu s aktinolitovcom; pozdĺž stykovej plochy pozorovať serpentinitizovaný korund (kd), aktinolit (akt) je orientovaný paralelne. Zväčš. $35\times$, nikoly // . — O b r. 4. V jemnolupenitom aktinolitickom serpentinite prizmatický andaluzit (and). Zväčš. $120\times$, nikoly X.

T a b. II

O b r. 5. Zatláčanie korundu (kd) serpentínom (serp.). Zväčš. $40\times$, nikoly // . — O b r. 6. Zornárny picotit v kryštaloidnom serpentíne. Zväčš. $140\times$, nikoly // . — O b r. 7. Monominerálny chloritovec. Zväčš. $120\times$, nikoly X. — O b r. 8. Monominerálny antofylitovec, trieskovité ukončenie porfyroblastu antofylitu. Zväčš. $35\times$, nikoly // . Všetko foto Osvald.

MIROSLAV KODĚRA

VÝSKYT METASOMATICKÉHO ZRUDNENIA V BANSKEJ ŠTIAVNICI

V štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode bol doteraz známy iba hydrotermálny žilný typ rudných ložísk, prechádzajúci lokálne do žilnikovo-impregačného typu. V celej oblasti Kremnicko-štiavnického rudohoria je známe iba jediné malé metasomatické ložisko galenitu pri Píle, úplne exploatované. Podľa Poláka (1954) ide prevažne o galenitové ložisko v stredotriasových vápencoch. Zrudnenie tu tvorí akúsi aureolu šošovkovitého tvaru okolo špičiek injekcií amfibolického andezitu, prenikajúceho po styku sericitizovaných rúl a vápencov stredného triasu. Geneticky je späté s miocénnym vulkanizmom.

Keďže v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode sa vyskytujú sedimentárne horniny včítane karbonatických, je tu daný i predpoklad pre výskyt metasomatického zrudnenia. Už vo svojej prvej práci o Terezia žile (Koděra 1956) som poukázal na slabé náznaky metasomatózy vo vápencoch v severnom pokračovaní Terezia žily v úrovni štôlne Ferdinand a predpokladal možnosť širšieho uplatnenia metasomatózy vo väčších hĺbkach. Neskôr sa však ukazovalo, že v miestach, kde rudné žily prenikajú cez polohy sedimentov, k metasomatóze nedošlo pre ich nevhodné minerálne zloženie. V severnom pokračovaní Terezia žily sa ďalší prieskum nerobil.

Až v r. 1962—63 som zistil v nových banských dielach v oblasti žily Viliam na III. a V. obzore šachty Emil a v oblasti hlavnej žily Bieber na piatom obzore šachty Emil zrudnenia v premenených sedimentoch, ktoré možno označiť ako žilnikovo-metasomatické, impregnačno-metasomatické až čisto metasomatické. Sedimentárne horniny vystupujú na povrch v hodrušskej časti rudného obvodu a v SV časti štiavnického obvodu. Sú zastúpené rôznymi typmi bridlíc, vápencami, dolomitmi a kremencami; vo väčšej hĺbke sú známe i v centrálnej časti štiavnického obvodu vo forme väčších polôh, hlavne v pásme žily Bieber. Dacitovými dajkami bývajú často rozbité na menšie kryhy.

Primárny charakter sedimentárnych hornín v úseku žily Viliam a v prekopoch na žilu Bieber (tretí a piaty obzor šachty Emil) sa nikde neuchoval. Boli postihnuté ako celok kontaktnou metamorfózou podložného granodioritu. Okrem toho v okolí zrudnenia sa silne uplatnila i hydrotermálna premena a tektonické narušenie — drvenie a mylonitizácia. Pôvodné sedimenty mali značne variabilné minerálne zloženie (jednotlivé vrstvičky nepresahujú často niekoľko mm). Prevládali pieskovce so slienitým až karbonatickým tmelom, piesčito-ílovité bridlice, sliene až slienité vápence s malým podielom klastického kremeňa. Len v malej miere boli zastúpené i polymiktné zlepenca a silne spevnené pyroklastikum.

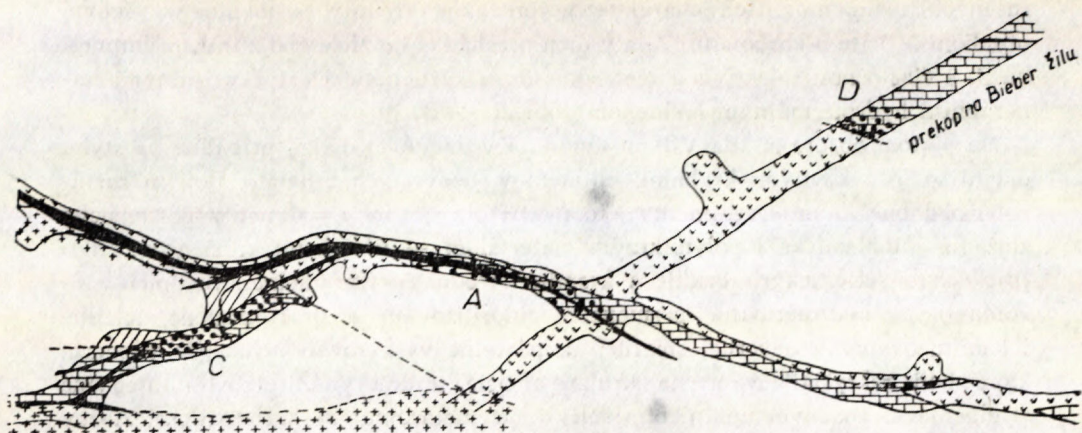
Sedimentárne horniny sa nachádzajú v kontaktnej aureole granodioritu zisteného vo vrtoch pod piatym obzorom a nafáraného blízko podložnej žily Bieber. Prevažne kremité sedimenty boli premenené na kremence s podradným zastúpením sericitu, kalcitu a epidotu, piesčito-ílovité a slienité sedimenty na rohovce (hlavné zložky: kremeň, kalcit, sericit, epidot, grosular), karbonatické sedimenty na mramory s premenlivým množstvom sericitu, epidotu, grosularu a kremeňa. Medzi nimi existujú pozvoľné prechody, vyplývajúce z obsahu kremitej, karbonatickej a ílovej zložky v pôvodných sedimentoch.

Hlavne v okolí žily Viliam a na styku s dacitovými dajkami došlo k značnému tektonickému porušeniu hornín, k ich drveniu a mylonitizácii. Hydrotermálne roztoky, prenikajúce po porušených zónach, spôsobili značnú chloritizáciu, pyritizáciu a prekremenenie, príp. metasomatické zatlačanie karbonatickej zložky rudnými minerálmi.

Charakter zrudnenia

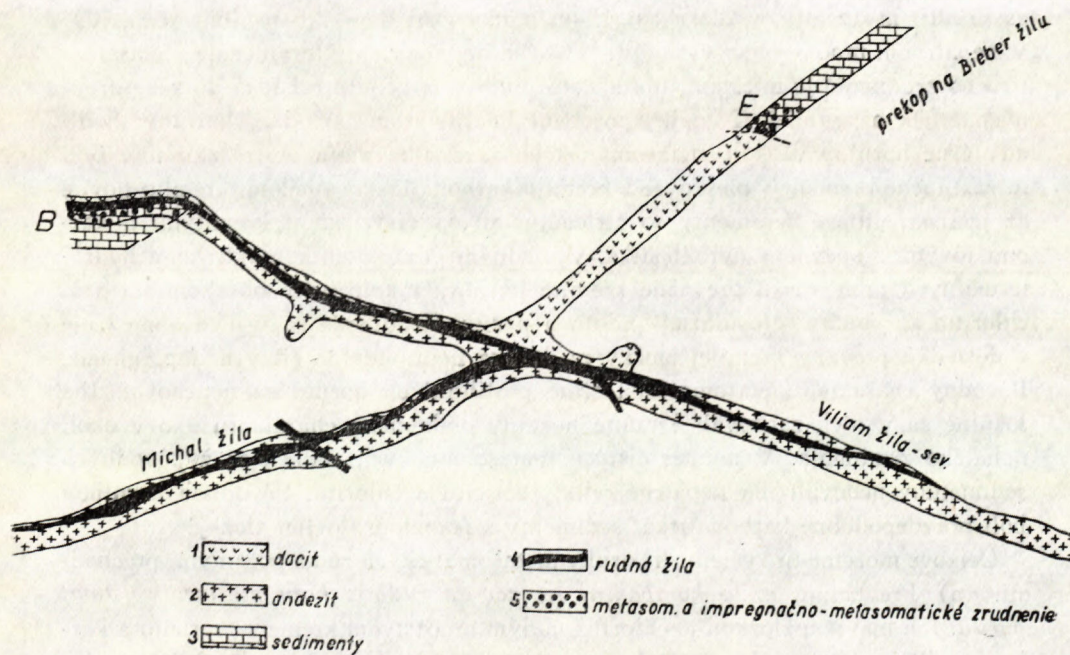
Zrudnenie v premenených sedimentoch s väčším či menším uplatnením metasomatózy v oblasti žily Viliam a Bieber sa doteraz zistilo na 6 miestach. Podľa celkového charakteru ich možno zaradiť k štyrom typom: žilnikovo-metasomatické a impregnačno-metasomatické zrudnenie v bezprostrednom okolí žily Viliam v tektonicky porušených, prevažne kremitých sedimentoch (tretí a piaty obzor šachty Emil; obr. 1 — A, obr. 2 — B); žilnikovo-metasomatické, impregnačno-metasomatické až čisto metasomatické zrudnenie v nadloží žily Viliam v polohe tektonicky silne porušeného a intenzívne hydrotermálne premeneného, prevažne karbonatického sedimentu (piaty obzor šachty Emil; obr. 1 — C); žilnikovo-impregnačné zrudnenie s rôznym stupňom metasomatózy v premenených kremito-karbonatických sedimentoch pri podložnom okraji dacitovej dajky (prekopy medzi žilou Viliam a Bieber, tretí a piaty obzor šachty Emil; obr. 1 — D, obr. 2 — E); metasomatické zrudnenie v karbonatických, silne mramorizovaných sedimentoch v miestach predpokladaného priebehu hlavnej žily Bieber (piaty obzor šachty Emil; na obr. 1 a 2 nie je zachytené).

Ad (1). Viliam žila na treťom obzore je vyvinutá na styku andezitu a dacitu. Pri ukončení južnej smernej preniká do kryhy premenených, silne tektonicky po-



- | | | | |
|---|-----------|---|--|
| 1 | dacit | 4 | rudná žila |
| 2 | andezit | 5 | metasom. a impregnačno-metasomatické zrudnenie |
| 3 | sedimenty | 6 | premenené pyroklastikum |

O b r. 1. Žila Viliam, V. obzor šachty Emil.



- | | | | |
|---|-----------|---|--|
| 1 | dacit | 4 | rudná žila |
| 2 | andezit | 5 | metasom. a impregnačno-metasomatické zrudnenie |
| 3 | sedimenty | | |

O b r. 2. Žila Viliam a Michal, III. obzor šachty Emil.

rušených sedimentov. Ich charakter je prevažne kremitý, s lokálne zvýšeným obsahom sericitu a karbonátu. Žila v nich prechádza do zložitého žilníka a impregnácií, s čiastočnou selektívnou metasomatózou karbonatickej zložky rudnými minerálmi a hydrotermálnym kremeňom (obr. 2 — B).

Na piatom obzore je žila Viliam vyvinutá v dacitovej dajke, prípadne na styku dacitu so šošovkovitými kryhami sedimentov, uzavretých v dacite. Boli tu zastúpené obdobné kremité sedimenty ako na treťom obzore i sedimenty pestrejšieho zloženia: litoklastické s polymiktným materiálom — úločkami kremencov, chloritických a sericitických bridlíc s kremito-karbonatickým tmelom. Sedimenty sú kontaktne a hydrotermálne premenené, chloritizované a prekremené, lokálne i kaolinizované. V severnej smernej sa pôvodne vyskytovali i čistejšie vápence, ktoré boli rekryštalizované na hrubozrnné mramory. Žilníkovo-impregračné zrudnenie so značným uplatnením selektívnej metasomatózy karbonatickej zložky sa uplatnilo v južnej smernej v rozsahu cca 10 m na bezprostrednom styku so žilou Viliam. Premenené sedimenty sú preniknuté hustou sieťou nepravidelných rudných žiliek štvrtej periódy, prechádzajúcich do impregnácií, pričom karbonát je metasomaticky zatlačaný hlavne sfaleritom, menej galenitom a kremeňom.

Ad (2). Prevažne metasomatické zrudnenie s prechodmi do impregračno-žilníkového sa vyskytuje pri južnej smernej v xenolite premenených sedimentov a pravdepodobne i v pyroklastikách v nadloží vlastnej žily Viliam (piaty obzor) asi 5—10 m od žily, v dĺžke asi 15 m a mocnosti 0,5—2,5 m (obr. 1 — C). V nepatrnom množstve sa vyskytuje i v severnej smernej. Ohraničenie metasomatického zrudnenia je miestami úplne ostré, inde pozvoľne prechádza do siete drobných žiliek až zaniká. Toto je spôsobené charakterom pôvodnej horniny. Sedimentárne horniny v okolí metasomatického zrudnenia majú pestré zloženie. Boli tu zastúpené kremence, pieskovce s kremito-karbonatickým tmelom, kremito-ílovité až jemne pelitické sedimenty so striedajúcimi sa vrstvičkami kremitými a karbonátovými a spevnené pyroklastiká. Výsledným produktom kontaktných a hydrotermálnych premien sú prevažne kremité horniny s kolísavým obsahom sericitu, chloritu, karbonátu, grosularu, epidotu a pyritu. Zrudnenie sa v nich obmedzuje v dôsledku prevahy kremitej zložky na krátke nepravidelné žilky a impregnácie. Pôvodný charakter metasomatózou silne postihnutých hornín sa neuchoval. Iba lokálne sa v nich zachovali kremité horniny obdobného charakteru ako v okolí bohatého zrudnenia. V takmer čistých metasomatických rudách sa z pôvodných sedimentov uchovali iba nepatrné relikty sericitu a chloritu. Pôvodnou horninou boli pravdepodobne karbonatické sedimenty s podielom ílovej zložky.

Celkove môžeme tu vyčleniť tri druhy metasomatických rúd s početnými prechodmi: (a) *Prevládajú málo kompaktné až zemité rudy s hojnými metakrystami pyritu.* Ich hlavnou zložkou je chlorit s malým množstvom kremeňa, sericitu a karbonátu. Rudné minerály sú jemne rozptýlené a len ojedinele badateľné i mikroskopicky. Podľa chemických analýz zásekových vzoriek obsah $Pb + Zn + Cu$ je

okolo 10 %. (b) *Mierne porézne, miestami hrubozrnnejšie, inde zemitejšie rudy*, kde v chloriticko-sericitickej mase s veľkými metakrystami pyritu je vyvinutá pevná kostra, tvorená rudnými minerálmi a kremeňom, ktoré zatlačili pôvodne hrubozrnnejšiu karbonatickú zložku horniny. Rudný obsah je okolo 15 %. (c) *Silne porézne, takmer čisté metasomatické rudy* tvoria polohu až 50 cm mocnú. Vznikli zatláčaním prevažne karbonatickej horniny. Miestami sa uchovala pôvodná lavicovitost sedimentov. Kovnatost podľa chemických analýz zásekových vzoriek je 23–27 %. V pomerne čistom, značne rekryštalizovanom vápenci v severnej smernej sa metasomatické zrudnenie zatiaľ nezistilo.

Minerálne zloženie metasomatických rúd je jednoduché. Uplatňuje sa tu iba *štvrtá perióda*, svojím zložením dosť analogická vlastnej žile Viliam. Intermineralizačnou tektonikou je zreteľne rozdelená na dve časti. Prvé dávky hydrotermálnych roztokov silne atakovali premenený, tektonicky silne rozrušený sediment a dali vznik značnému množstvu chloritu. V tejto fáze nevzniká kremeň a tak nespevnené premenené sedimenty umožnili vznik početných i cez 1 cm veľkých metakrystov pyritu, v mase horniny chaoticky rozložených. Pritom zrejme spolupôsobilo aj obohatenie hydrotermálnych roztokov Fe z rozložených sedimentov. Súčasne s pyritom vzniká malé množstvo kremeňa, ktorý ich čiastočne spevnil.

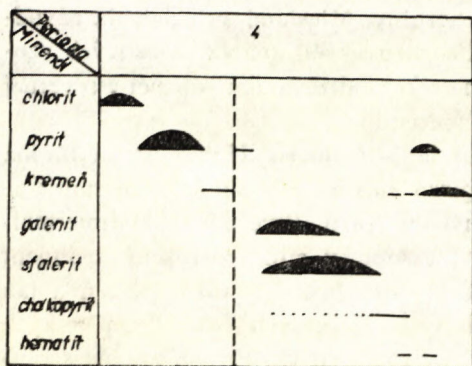
V mladšej časti periódy vznikli hlavne nasledovné rudné minerály: sfalerit, galenit a podradne aj chalkopyrit, ako aj malé množstvo kremeňa, chloritu, hematitu a vzácneho scheelitu. Vo viac spevnených polohách a kremitých vložkách vznikali dosť ostro ohraničené žilky, impregnujúce aj okolie. V málo kompaktných sedimentoch sa rudná zložka rozptyľuje vo forme jemného pigmentu, viditeľného len ojedinele i pri najväčšom zväčšení. V karbonatickejších sedimentoch došlo k intenzívnej selektívnej metasomatóze rudnými minerálmi a kremeňom, ktoré tvoria pevnú kostru v nezatlačených reliktoch sericiticko-chloritickej masy.

Vznik takmer čistých bohatých metasomatických rúd prebiehal čiastočne odlišne. Pôvodne iba slabo rekryštalizovaný karbonatický sediment si uchoval pôvodnú lamináciu. Staršiu časť periódy, ktorá sa tu prejavila oveľa slabšie, reprezentujú drobné (max. 1 mm) kryštály pyritu, miestami lineárne usporiadané, sledujúce lamináciu pôvodného sedimentu. V dôsledku intermineralizačnej tektoniky, ktorá uvádzala mladšiu časť periódy, došlo k porušeniu sedimentu hlavne pozdĺž laminácie, čo umožnilo vznik takmer čistej rudnej masy, pričom priestory medzi laminami neboli úplne vyplnené hrubozrnnejším galenitom a sfaleritom idiomorfneho vývoja.

Z rudných minerálov prevláda sfalerit s nepravidelným vývojom zrn v dôsledku selektívneho zatláčania karbonatických zrn. Obsahuje premenlivé množstvo oválnych odmiešaniín chalkopyritu. Galenit je zriedkavejší; jeho nepravidelné zrná sú rozptýlené v mase sfaleritu. Vznikal väčšinou súčasne so sfaleritom ako produkt masovej kryštalizácie pri metasomatóze. Zriedkavejšie sú samostatné sfaleritové a galenitové vrstvičky, sledujúce pôvodnú lamináciu. Chalkopyrit je veľmi zriedkavý; okrem odmiešaniín vo sfalerite tvorí ojedinele tmel zrn pyritu I a menšie

zhluky s galenitom. Veľmi hojný je pyrit; pyrit I tvorí veľké metakrysty s relikta-
mi pôvodných sedimentov, pyrit II býva ojedinele vtrúsený v mase sfaleritu.

Textúry rúd (masívne, škvrnité, vtrúseninové) i štruktúry (porfyroblastická,
grafitická) sú typické pre metasomatické rudy. Sukcesia minerálov metasomatic-
kého zrudnenia je znázornená na ta-
bulke 1.



T a b. 1. Metasomatické rudy V. obzoru šachty
Emil.

kremenci iba chudobný žilník, tvorený žilkami štvrtej periódy s prevahou sfaleritu
nad galenitom a kremeňom. Karbonáty, ktoré bývajú zastúpené v kremenci
v podradnom množstve, sú v okolí žiliek selektívne zatláčané. Svojím charakterom
je zrudnenie podobné ako v bezprostrednom okolí žily Viliam.

Na treťom obzore je zrudnenie oveľa bohatšie (mocnosť až cez pol m). Na roz-
diel od piateho obzoru tu boli pôvodné sedimenty oveľa bohatšie na karbonatickú
zložku. Pri styku s dacitom sú tektonicky silne porušené, zbridlíčnatené, myloni-
tizované, chloritizované a miestami i kaolinizované. Zrudnenie má premenlivý
charakter. V zbridlíčnatej hornine je vyvinuté na plochách bridličnatosti, v kre-
mitej má žilníkovitý a impregnačný charakter, v karbonatickejších polohách došlo
i k masovejšiemu metasomatickému zatláčaniu. Mineralizácia spadá opäť skoro
výlučne do štvrtej periódy. Na rozdiel od žily Viliam bola však po zrudnení značne
tektonicky porušená a pukliny boli vyhojené kremeňom a karbonátmi šiestej pe-
riódy, pričom hlavne kremeň rudné minerály veľmi intenzívne zatláča.

Ad (4). Na piatom obzore šachty Emil vystupujú v rohovcoch malé polohy
mramorizovaných karbonátov. V miestach predpokladaného priebehu hlavnej žily
Bieber (cca 30 m V od podložnej žily Bieber) sú mramory intenzívne metaso-
matically zatláčané. Zrudnená poloha má nepravidelný tvar a kolísavú mocnosť
(10 až 50 cm). Možno tu rozlíšiť tri typy metasomatických rúd: (a) jemnozrnné
sfalerit-galenitové zrudnenie v mramore. Rudná zložka preniká po intergranulá-
rach kalcitu, ktorého zrná intenzívne zatláča, pričom vznikajú typické škvrnité
textúry. Pyrit a kremeň v tomto type prakticky chýbajú; (b) mramorizovaný kar-

bonát je obdobne ako u predošlého typu intenzívne zatláčaný sfaleritom a galenitom. Časť karbonátu je však vyluhovaná a vzniklé dutiny bývajú vyplnené kaolinickou hmotou. Kremeň i tu chýba, pyrit je zastúpený v podradnom množstve; (c) mramorizovaný karbonát je takmer úplne zatláčaný kremeňom a malým množstvom chloritu. Rudnú zložku reprezentuje množstvo drobných metakrystov pyritu, kým sfalerit a galenit sú zastúpené len v malom množstve.

Výskyt metasomatických rúd v oblasti žily Viliam a Bieber potvrdil predpoklady o možnosti vzniku metasomatických rúd vo väčších hĺbkach i vo vlastnom štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode za určitých podmienok, ktoré možno zdeliť do troch skupín: (a) *Charakter sedimentov*: pre metasomatózu sú zvlášť vhodné mierne znečistené, stredno až jemnozrnné karbonatické sedimenty. Čisté, hlavne silne rekryštalizované karbonatické sedimenty a kremité sedimenty s podradným zastúpením karbonatickej zložky sú menej vhodné; (b) *Tektonické podmienky*: vhodný druh sedimentov môže byť zatláčaný za predpokladu silného tektonického porušenia, ako je to na žile Viliam v južnej smernej, kde sa sedimentárna kryha nachádza na styku dacitovej dajky a andezitu, prípadne na styku dacitu (v prekopoch na žilu Bieber). Dacitové dajky slúžili nielen ako výstupové cesty, ale súčasne ako bariéry, pred ktorými (v ich podloží) sa rudná zložka koncentrovala; (c) *Priestorové faktory*: za splnenia predošlých dvoch podmienok je možnosť výskytu metasomatického zrudnenia väčšia v polohách a kryhách bezprostredne pri alebo blízko vlastných žilných systémov.

Na záver by som chcel zhodnotiť podľa doterajších znalostí perspektívy tohto typu zrudnenia v štiavnickom rudnom obvode. 1. ide tu o nový typ zrudnenia, s ktorým sa doteraz nepočítalo; 2. kovnosť v tomto type je 3–7× vyššia ako u žilného typu (10–30 % kovu); 3. teoreticky možno pripustiť za priaznivých podmienok aj výskyt metasomatických zrudnení väčších rozmerov.

Treba však poukázať na niektoré skutočnosti, ktoré obmedzujú možnosti širšieho uplatnenia tohto typu zrudnenia: 1. v centrálnej hlbšej časti rudného obvodu sa sedimenty vyskytujú hojnejšie iba v oblasti žily Bieber; 2. v severnom pokračovaní rudných žíl, kde sú značné masy sedimentov, včítane karbonatických, žilné štruktúry sú nepravidelne vyvinuté a nie sú tu známe rudné stĺpy; 3. sedimenty v centrálnej hlbšej časti rudného obvodu majú značne variabilné minerálne zloženie; 4. hĺbkovými vrtmi sa zistil v nevelkých hĺbkach pod piatym obzorom granodiorit (zatiaľ nezistenej mocnosti), ktorý podobne ako diorit spôsobuje kontaktnú premenu sedimentov, čo sťažuje možnosť metasomatózy a obmedzuje perspektívu tohto typu zrudnenia vo väčších hĺbkach.

Rozšírenie metasomatického zrudnenia v sedimentoch v centrálnej hlbšej časti štiavnického rudného obvodu pomôžu objasniť prekopy na žilu Bieber, kde sú takéto sedimenty najviac zastúpené a dosahujú najväčších mocností. Možnosť výskytu metasomatických rúd v hlbších častiach v severnom pokračovaní žíl bude možno riešiť až po prehĺbení Bránikovej šachty.

LITERATÚRA

[1] Koděra M., (1956): Paragenéza a chemizmus Terezia žily v Banskej Štiavnici. Geologické práce, Zošit 42, Bratislava. — [2] Koděra M., (1962): Závěrečná zpráva o mineralogickom a paragenetickom výskume štiavnicko-hodrušského rudného obvodu za rok 1962. Nepublikované; Geofond, Bratislava. — [3] Koděra M., (1964): Zpráva o mineralogickom a geochemickom výskume štiavnicko-hodrušského rudného obvodu v rokoch 1962—1963. Zprávy o geologických výskumoch 2, Bratislava. — [4] Polák S., (1954): Metasomatické výskyty galenitu v strednotriasových vápencoch pri Píle, okres Nová Baňa. Geologické práce, Zprávy 2, Bratislava.

MIROSLAV KODĚRA

EIN METASOMATISCHES VERERZUNGSVORKOMMEN IN BANSKÁ ŠTIAVNICA

In dem Štiavnica—Hodruša-Erzrevier waren bisher nur hydrothermale Ganglagerstätten bekannt. Im gesamten Gebiet des Kremnica—Štiavnica-Erzgebirges befindet sich lediglich eine kleine metasomatische Galenit-Lagerstätte und zwar in den mitteltriassischen Kalken bei Píla in der Nähe von Nová Baňa. Da jedoch in dem Štiavnica—Hodruša-Erzrevier Sedimentgesteine (karbonatische einbegriffen) auftreten, besteht hier die Voraussetzung für das Vorkommen einer metasomatischen Vererzung.

Die Sedimentgesteine treten in dem Hodruša-Erzrevier und in dem NO-Teil des Štiavnica-Reviers an die Oberfläche. Sie werden durch verschiedene Schieferarten, Kalke, Dolomit und Quarzite repräsentiert. Ausserdem treten Sedimente auch in grösseren Tiefen, in der Masse der Neovulkanite im zentralen Teil des Štiavnica-Reviers, und zwar in Form von mächtigeren Lagen, hauptsächlich in der Zone des Bieber-Ganges auf. Sie sind häufig von Dazitgängen in kleinere Schollen gebrochen. Derartig ist auch die Stellung der umgebildeten Sedimentgesteine im Gebiet des Viliam- und Bieber-Ganges, in denen die metasomatische Vererzung festgestellt wurde.

In dem Gebiet des Vorkommens der metasomatischen Erze ist der primäre Charakter der Sedimentgesteine nirgends erhalten geblieben. Sie wurden als Ganzes von einer Kontaktmetamorphose des Granodiorits betroffen, welcher in einer geringen Tiefe des Liegenden angebohrt wurde. Ausserdem kam in den tektonisch gestörten Zonen auch eine hydrothermale Umwandlung — Chloritisation, Kaolinisation, Pyritisation, Quarzisation stark zur Geltung und unter günstigen Umständen wurde die karbonatische Komponente durch Erzminerale verdrängt.

Die mineralische Zusammensetzung der ursprünglichen Sedimente war sehr variabel. Die überwiegend quarzitären Sedimente wurden in Quarzite mit untergeordneter Vertretung von Sericit, Kalzit und Epidot umgewandelt, die sandig-tonigen und mergeligen Sedimente in Hornfels (Hauptkomponenten: Quarz, Sericit, Kalzit, Epidot, Grossular), und die karbonatischen Sedimente wurden in Marmor, mit einem unterschiedlichen Gehalt von Sericit, Epidot, Grossular und Quarz umgebildet. Zwischen den genannten Gruppen existieren kontinuierliche Übergänge.

Vererzungen der umgebildeten Sedimente mit einer mehr oder minder zur Geltung kommenden Metasomatose wurden in dem zentralen, tiefergelegenen Teil des Štiavnica-Erzreviers in dem Gebiet des Viliam- und des Bieber-Ganges bisher an sechs Stellen festgestellt. Ihrem Charakter nach ist es möglich, sie in folgende vier Typs zu teilen:

1. Eine metasomatische Stockwerkvererzung und imprägnations-metasomatische Vererzung in der unmittelbaren Umgebung des Viliam-Ganges in tektonisch gestörten, vorwiegend quarzitären Sedimenten. Dritte und fünfte Sohle des Emil-Schachts (Abb. 1-A, Abb. 2-B auf S. 137).

2. Eine reiche Stockwerk-metasomatische, imprägnations-metasomatische bis rein metasomatische Vererzung in dem Hangenden des Viliam-Ganges, unweit von diesem, in einer mächtigeren Lage des tektonisch stark gestörten und intensiv hydrothermal umgebildeten, überwiegend karbonatischen Sediments. Fünfte Sohle des Emil-Schachts (Abb. 1-C).
3. Eine Stockwerk-Imprägnationsvererzung mit unterschiedlicher Metasomatosestufe in den umgebildeten quarzitisch-karbonatischen Sedimenten an dem Rand des liegenden Dazitganges. Dritte und fünfte Sohle des Emil-Schachts (Abb. 1-B, Abb. 2-E).
4. Eine metasomatische Vererzung in karbonatischen, stark marmorisierten Sedimenten in dem Gebiet des vorausgesetzten Verlaufes des Bieber-Hauptganges. Fünfte Sohle des Emil-Schachts (ausser Bereich der Abb. 1-2).

An der metasomatischen Vererzung beteiligt sich fast ausschliesslich die vierte Zufuhrperiode, deren Sukzession in Tab. 1 dargestellt wird (S. 140).

Das Vorkommen von metasomatischen Erzen in dem Gebiet des Viliam- und Bieber-Ganges bestätigt die Erwägungen über die Möglichkeit der Entstehung metasomatischer Erze in grösseren Tiefen auch in dem eigentlichen Štiavnica-Erzrevier unter Erfüllung bestimmter Bedingungen, welche folgendermassen zusammengefasst werden können:

1. Eine Metasomatose begünstigen besonders leicht verunreinigte mittel- bis feinkörnige karbonatische Sedimente.
2. Die geeigneten Sedimentarten können an Stellen starker tektonischer Störungen verdrängt sein.
3. Die Wahrscheinlichkeit des Vorkommens einer metasomatischen Vererzung ist unter Erfüllung der beiden vorangehenden Bedingungen, in sedimentären Lagen und Schollen, welche sich in unmittelbarer Nähe der eigentlichen Gangsysteme, oder nicht zu grosser Entfernung von diesen befinden, bedeutend grösser.

Zum Abschluss möchte der Autor anhand der bisherigen Kenntnisse die Perspektiven dieses Vererzungstyps in dem Štiavnica-Erzrevier erörtern. Die Vorzüge dieser Vererzung können folgenderweise zusammengefasst werden:

1. Es handelt sich hier um einen neuen Vererzungstyp, mit welchem bisher nicht gerechnet wurde.
2. Der Metallgehalt dieses Vererzungstyps ist 3—7mal höher als bei dem Gangtyp und bewegt sich in einem Bereich von 10—30 % (Zn+Pb+Cu).
3. Bei der Erfüllung der oben genannten Bedingungen kann theoretisch auch das Vorkommen einer metasomatischen Vererzung grösserer Ausmasse vorausgesetzt werden.

Es muss jedoch auf einige Umstände hingewiesen werden, welche ein ausgedehnteres Auftreten dieses Vererzungstyps behindern.

1. In dem zentralen, tiefergelegenen Teil des Erzreviers treten Sedimente lediglich in dem Gebiet des Bieber-Ganges häufiger auf.
2. In der nördlichen Fortsetzung der Erzgänge, wo sich beträchtliche Sedimentmassen, karbonatische einbegriffen, befinden, sind die Gangstrukturen unregelmässig ausgebildet und es sind hier auch keine Erzsäulen bekannt.
3. Die Sedimente in dem zentralen, tiefergelegenen Teil des Erzreviers sind durch eine beträchtliche Variabilität ihrer mineralischen Zusammensetzung gekennzeichnet.
4. Durch Tiefenbohrungen wurde im allgemeinen nicht tief unter der fünften Sohle Granodiorit, welcher ähnlich wie Diorit eine Kontaktmetamorphose der Sedimente bewirkt, mit einer bisher nicht bestimmten Mächtigkeit festgestellt. Dieser Umstand erschwert die Möglichkeit einer Metasomatose und verringert die Perspektiven eines Vorkommens dieser Vererzung in grösseren Tiefen.

Die Frage der Verbreitung der metasomatischen Vererzung in den Sedimenten des zentralen, tiefergelegenen Teils des Štiavnica—Hodruša-Erzreviers wird zum Grossteil mit Querschlägen zu dem Bieber-Gang geklärt werden, da die Sedimente in dem Gebiet des Bieber-Ganges am häufigsten auftreten und hier ihre grösste Mächtigkeit erreichen.

Die Möglichkeit eines Vorkommens metasomatischer Erze in den tiefergelegenen Teilen der nördlichen Fortsetzung der Gänge wird erst nach einer Vertiefung des Bránik-Schachts geklärt werden können.

*Lehrstuhl für Mineralogie und Kristallographie,
Naturwissenschaftliche Fakultät der
Komenský-Universität
Bratislava*

Vysvetlivky k tab. III—VI

T a b. III

O b r. 1. Granáty v mramorizovanom karbonatickom sedimente. Prekop na Bieber žilu, tretí obzor Emil šachty. Výbrus, N //, zväčš. 26x. — O b r. 2. Prenikanie galenitu a sfaleritu v tektonicky porušenom sedimente pozdĺž plôch bridličnatosti. V dolnej časti obrázku metakrysty pyritu. Prekop na Bieber žilu. Zrudnenie na styku sedimentov s dacitom. Tretí obzor Emil šachty. Nábrus, N //, zväčš. 18x. — O b r. 3. Jemnozrná chloritická masa s veľkými metakrystami pyritu, obsahuje hojne znečisťujúceho pigmentu, usporiadaného v jemných vrstvičkách, čím sa uchovala pôvodná vrstevnatosť sedimentu. Bohaté metasomatické rudy pri Viliam žile, piaty obzor Emil šachty, výbrus, N //, zväčš. 10x. — O b r. 4. Relikty sericitu v galenite (čierny) a v metakrystoch kremeňa. Bohaté metasomatické zrudnenie pri Viliam žile, piaty obzor Emil šachty. Výbrus, N //, zväčš. 35x. Foto L. Oswald.

T a b. IV

O b r. 1. Žilníkovo-impregnačné zrudnenie v prevažne kremitom sedimente s čiastočnou selektívnou metasomatózou zrn karbonátu v okolí žiliek. Zrudnenie v bezprostrednom okolí Viliam žily, piaty obzor Emil šachty, výbrus, N //, zväčš. 13x. — O b r. 2. Karbonatická zložka čiastočne rekryštalizovaného sedimentu metasomaticky zatláčaná galenitom a sfaleritom. Zrudnenie v bezprostrednom okolí Viliam žily, piaty obzor Emil šachty, výbrus, N //, zväčš. 43x. Foto L. Oswald.

T a b. V

O b r. 1. Detail selektívnej metasomatózy karbonátov sfaleritom v čiastočne premenenom sedimente zloženom z kremeňa, sericitu a karbonátu. Zrudnenie v bezprostrednom okolí Viliam žily, piaty obzor Emil šachty, výbrus, N //, zväčš. 55x. — O b r. 2. Intenzívna selektívna metasomatóza karbonatickej zložky sfaleritom a galenitom so zachovaním reliktov kremeňa a sericitu. Bohaté metasomatické zrudnenie pri Viliam žile, piaty obzor Emil šachty, výbrus, N //, zväčš. 29x. Foto L. Oswald.

T a b. VI

O b r. 1. Mramorizovaný karbonát je takmer úplne zatlačený sfaleritom a galenitom (čierny), chloritom (šedý) a kremeňom (biely). Metasomatické zrudnenie v prekope na Bieber žilu v miestach predpokladaného priebehu Bieber hlavnej žily. Piaty obzor Emil šachty, výbrus, nikoly čiastočne zkrížené, zväčš. 18x. — O b r. 2. Rozptýlené metasomatické zrudnenie (sfalerit + galenit) v mramorizovanom karbonáte. Prekop na Bieber žilu v miestach predpokladaného priebehu Bieber hlavnej žily. Piaty obzor Emil šachty, výbrus, N //, zväčš. 9x. — O b r. 3. Metasomatické zatlačanie mramorizovaného karbonátu sfaleritom a galenitom. Prekop na Bieber žilu v miestach predpokladaného priebehu Bieber hlavnej žily. Piaty obzor Emil šachty, výbrus, N //, zväčšenie 35x. — O b r. 4. Detail metasomatického zatlačania mramorizovaného karbonátu sfaleritom. Zatlačanie postupuje pozdĺž intergranulár kalcitových zrn a v smere ich štiepatelnosti. Zrudnenie v prekope na Bieber žilu v miestach predpokladaného priebehu Bieber hlavnej žily. Piaty obzor Emil šachty, výbrus, N //, zväčš. 168x. Foto L. Oswald.

JOZEF SLUKA

**POZNATKY Z Pb-Zn ZRUDNENIA
V KARBONÁTOVÝCH KOMPLEXOCH MEZOZOIKA
LOŽISKA DRIENOK PRI PONIKÁCH**

Vo svojom príspevku uverejňujem poznatky zo štvorročného prieskumu na Pb-Zn ložisku Drienok. Považujem ho za príspevok do živých diskusií, ktoré sa dotýkajú ložiska; zo starších prác hodno spomenúť Loserta (1958, 1962 a 1963) a Kotásk a—Kudělásk a (1962) a najnovšie Bystrického (1963), ktorý sa zaoberá stratigrafiou ložiska a jeho okolia, Kravjanského (1963), Slavkaya (1963), Čillíka (1963 a 1964), Kušíka (1963), ktorí študujú ložisko po mineralogicko-petrografickej, resp. po tektonickej stránke. Už v úvode treba poznamenať, že ložisk podobného genetického typu ako Drienok je vo svete značné množstvo; niektoré z nich majú veľký priemyselný význam, iné sú celkom bezvýznamné.

Bystrický (1963) vyčlenil na študovanom území sériu Drienka a považuje ju za najvyššiu tektonickú jednotku v skúmanej oblasti. Spodný trias zastupuje: a) súvrstvie pestrých pieskocov a bridlíc; b) súvrstvie vápencov a slienitých bridlíc. Stredný trias na báze tvoria zelenkasté bridlice (pravdepodobne tektonického pôvodu) a sivé dolomity lavicovitého a brekciovitého vývinu so známou rozptýlenou mineralizáciou Pb-Zn zrudnenia. Nad nimi ležia rôzne typy vápencov. Sedimentačný cyklus je ukončený lokálnym vývinom cukrovitých dolomitov (S od obce Oravce) a transgredujúcim eocénom (zlepence a vápnité pieskovce).

Vzťah dolomitizácie k zrudneniu

Pri riešení tejto otázky nutno vychádzať z faktov, ktoré sa na ložisku Drienok dajú pozorovať makro i mikroskopicky. Zrudnenie sa vyskytuje len v dolomitických horninách, vo vápencoch zatiaľ nikde nebolo pozorované.

Dolomity sú zväčša primárneho pôvodu, teda vznikli ako väčšina triasových

dolomitov na Slovensku diageneticko-epigenetickými procesmi (Andrusov 1955). Tvoria miestami až 150 m mocný komplex, odpovedajúci anisu (Bystrický 1963). O ich primárnom vzniku svedčia niektoré znaky, ako sivá až tmavosivá farba, jemnozrnnosť až celistvosť, veľká mocnosť, pomerne stále chemické zloženie, bituminózna prímies. Hydrotermálnu metasomatózu dolomitov treba chápať ako rekryštalizačný proces, prejavujúci sa obyčajne v súvislosti so zrudnením.

V literatúre sa často v podobných ložiskách uvádza ako produkt hydrotermálne-metasomatického procesu tzv. sivý a biely dolomit. Do akej miery je na tomto ložisku rozšírený tzv. sivý dolomit, ťažko posúdiť z nasledujúcich dôvodov: Hydrotermálne-metasomatická dolomitizácia, ktorá sa uplatnila na tomto ložisku len v malej miere, spôsobila prakticky len rekryštalizáciu pôvodného primárneho sivého dolomitu. Rekryštalizácia sa prejavuje nápadným zväčšením zŕn, pričom sivú farbu nadobudla hornina už pri svojom primárnom vzniku v sedimentačnom bazéne, prípadne pri diagenéze. Teda rozlíšenie na základe farby je nemožné. Oveľa markantnejšie sa prejavuje tzv. sivý dolomit na tých ložiskách, kde dochádza k premene vápencov v dolomity, teda kde sa čiastočne mení aj chemizmus. Jeho prítomnosť na ložisku Drienok možno predpokladať na základe toho, že dolomity v okolí rozptýlenej mineralizácie sú hrubozrnnnejšie (pozorovať mikroskopicky, lokálne aj makroskopicky na vrtných jadrách). Primárne dolomity, vyskytujúce sa ďalej od zrudnených polôh, sú jemnozrnné až celistvé, pomerne húževnaté, bez pórovitosti. Rozšírenie tzv. sivého dolomitu je veľmi nepravidelné; býva rozptýlený a jeho vymedzenie na ložisku je prakticky možné len mikroskopicky v súvislosti so zrudnením. Chemizmom sa od pôvodného nedá odlíšiť.

Tzv. biely dolomit tvorí na ložisku výplň puklín a trhlín. Obyčajne sa vyskytuje spolu s kalcitom ako sprievodný nerudný minerál sfaleritu, pyritu a galenitu. Niekedy tu vystupuje ako najstarší minerál, pričom jeho prechod do sivého dolomitu je veľmi pozvoľný (líši sa iba farbou). Inokedy je prechod ostrý, prejavujúci sa nápadným narastaním zŕn obyčajne romboedrického obmedzenia. Sú známe prípady, kedy vystupuje uprostred zrudnených polôh. Spolu s bielym kalcitom predstavuje aj záverečnú časť kryštalizácie a vtedy tvorí výplň drúz a zaplňuje priestory medzi jednotlivými zrnami. Jeho biela farba poukazuje na to, že je zbavený organických a bituminóznych prímiesí, čím by sa radil k hydrotermálne-metasomatickým dolomitom.

Ako už bolo spomenuté, zrudnenie na ložisku Drienok sa vyskytuje v dolomitických horninách, nie však v čistých, to znamená primárnych vápencoch. Zrudnenie býva chudobné, rozptýlené, impregnačného charakteru. Veľmi vzácné tvorí aj drobné žilky, vyplňujúce mikrotrhliny, poprípade výplň pórov v dolomitoch. Impregnačný charakter zrudnenia sa prejavuje nerovnomerným obsahom užitočnej zložky (miestami prudko stúpa, inde prudko klesá). Preto aj presné určenie tvaru ložiska je obťažné.

Mineralogická charakteristika ložiska

Po mineralogickej stránke ložisko študoval Losert (1958), Kotásek—Kudelásek (1962), Kušík (1963) a Čillík (1964), pričom názory jednotlivých pracovníkov sú odlišné a veľmi stručné (odlišné najmä čo do sukcesie jednotlivých minerálov a genézy ložiska). To svedčí o tom, že u ložísk s rozptýlenou mineralizáciou nie je možné spoľahlivo určiť sukcesiu minerálov, čo dostatočne charakterizuje už aj samotné slovo „rozptyl“.

Najviac rozšíreným rudným minerálom na ložisku Drienok je galenit, ktorý najčastejšie tvorí impregnácie v podobe nepravidelných zrn, v tektonicky porušených častiach ložiska, kde hornina má charakter brekcie, aj vo forme nepravidelných nahromadenín v tmele brekcií. Tu jeho postavenie voči okolnej hornine je jasne epigenetické. Galenit tvorí aj výplň drobných trhliniek, puklín (maximálne o dĺžke 2—3 cm a mocnosti niekoľkých milimetrov), dutín a pórov. Miestami zatláča okolitú horninu. Pozorovať to na nábrusoch, kde galenit zatláča jednotlivé dolomitické zrná (tab. VII, obr. 4.). Často bývajú jednotlivé zrná dolomitu na styku s galenitom neporušené (rekryštalizovaný dolomit) a tvoria dobre vyvinuté tvary, najčastejšie klence. V oxydačných častiach ložiska je galenit na okraji a po puklinách nahrádzaný sekundárnymi minerálmi anglezitom a ceruzitom, ktoré sa vyskytujú iba sporadicky; obyčajne sú pozorovateľné iba mikroskopicky, takže ich priemyselný význam je nepatrný.

Z galenitu boli vyhotovené semikvantitatívne spektrálne analýzy z 10 vzoriek (laboratórne stredisko GP, n. p. Turčianske Teplice pod vedením inž. Tulinského). Jednotlivé vzorky boli pripravené separáciou galenitu oceľovou ihlou pod binokulárom. Vzorky preukázali nasledujúci chemizmus:

Ako podstatný prvok (1—100 %) je v galenite prítomný hlavne Pb, ďalej Ca, Mg, Fe. Vysoký obsah Ca, Mg a Fe je spôsobený pravdepodobne nedostatočnou separáciou, alebo asimiláciou z okolnej karbonátovej horniny. V podradnom množstve (1—0,1 %) sa vo všetkých vzorkách vyskytujú Mn, Al, Zn. Prítomnosť Mn a Al je pravdepodobne analógiou prvkov Fe, Mg, Ca; tretí prvok (Zn) môže byť buď prinesený roztokmi alebo asimiláciou z okolnej karbonátovej horniny, kde sa môže vyskytovať ako izomorfná prímes (má približne rovnaký iónový polomer ako Mg).

V približnom množstve (0,1—0,001 %) sú prítomné prvky Sr, Ag, Cu, Si a Fe (tam, kde chýba ako podstatný prvok.) Ag a Cu v takomto množstve bývajú bežnou prímesou aj v galenitoch z iných lokalít. O prvky Sr a Si môže byť galenit obohatený z okolnej horniny, alebo prinesený v roztokoch. V stopách sú prítomné prvky Ti, Co, Na.

Z tohto stručného geochemického rozboru vyplýva, že v galenite na ložisku Drienok chýbajú niektoré prvky, známe z galenitov iných lokalít, konkrétne z neovulkanických polymetalických ložísk. Sú to prvky Bi, As, Sb, Mo, Se, V. Naopak sú tu prítomné prvky (a to v pomerne veľkom množstve) netypické pre galenity týchto ložísk, napr. Mn, Ca, Mg, Fe, Al.

Ďalším minerálom na ložisku Drienok je pyrit dvojakého pôvodu: syngenetický a epigenetický. Prvý sa vyskytuje v tmavých bituminóznych karbonátových polohách, kde tvorí impregnácie a rozptýlené zrnká rôznej veľkosti. Vznikol pri sedimentácii týchto hornín v nevetranom mori za spolupôsobenia sulfurizač-

ných baktérií, ktoré vylučovaním síry napomáhali jeho tvorbu. Jeho priestorové rozloženie sa nekryje s epigenetickým pyritom a Pb-Zn zrudnením, čo napokon vyplýva z odlišných genetických podmienok vzniku a časovej odlišnosti. Na prítomnosť epigenetického pyritu sa dá súdiť podľa toho, že tvorí žilky, vyplňuje trhlinky a puklinky v karbonátoch, poprípade v podložnom werfene. V miestach, kde podľahol oxydácii, pozorovať najmä v mikroskope jeho zatláčanie limonitom, ktorý vytvára rôzne sieťovité a mriežkovité štruktúry.

Čo do kvantity nasleduje s f a l e r i t, ktorý doteraz bol makroskopicky pozorovaný iba vzácné; tvorí ojedinelé zrnká rozptýlené v dolomitoch. Jeho geochemické zloženie nemožno stanoviť pre nedostatok zŕn vhodných na separáciu.

Lokálne vo vrtných a banských prácach pozorovať na stenách puklín a trhlín rôzneho smeru povlaky malachitu a azuritu. Pritom však v týchto partiách ložiska nepozorovať primárne Cu minerály (napr. tetraedrit a chalkopyrit), čo je z genetického hľadiska veľmi dôležité. V štólňi Ján pozorovať samostatnú paragenézu Cu minerálov, tvoriacu žilník na lavej stene štólne o dĺžke cca 2–5 m a mocnosti cca 25 cm. Ide tu o minerály tetraedrit a tenantit, ktorý tvorí relikty v smolkovej Cu rude; ďalej sú to cementačné minerály bornit a kovelín a sekundárne minerály azurit, malachit, tvoriace rôzne štruktúry zatláčania. V tejto žilníkovej výplni nepozorovať minerály vyššie opísanej Pb-Zn paragenézy, ktorá tvorí jadro ložiska a je predmetom prieskumu. Aj tvarom sa oba paragenetické typy líšia. Kým Pb-Zn paragenéza tvorí v doterajších prieskumných prácach impregnácie, šmuhy, výplň trhliniek, pórov a dutín (rozptýlenú mineralizáciu), Cu paragenéza tvorí žilník.

Semikvantitatívnou spektrálnou analýzou Cu paragenézy sa zistili tieto prvky:

Podstatné prvky (1–100 %): Ca, Zn, Cu, Fe, Pb, Mg, As; v podradnom množstve (1,0 až 0,1 %): Mn, Al, Hg, Si, Sb;

Vedľajšie prvky v približnom množstve (0,1–0,001 %): Sr, Co, Na, Ge, Ga, Sn, Ni, Mo; stopové prvky Ti, V.

Spektrálnou analýzou boli sledované tri podstatné prvky v žilníku; obsah Cu vysoko nad 1 % (vymyká sa z rámca stanovenia touto metódou), Pb 0,51 %, ZnO 0,65 %. Zaujímavý je vysoký obsah typických stopových prvkov Ge a Ga, ktoré sú v Pb-Zn paragenéze prítomné iba zriedkavo.

Na základe doterajších terénnych a laboratórnych štúdií usudzujeme, že Cu paragenéza v štólňi Ján (minerály tetraedrit-tenantit, bornit, kovelín, malachit, azurit, chalkozín, smolková Cu ruda) nepatrí do spoločného mineralizačného cyklu a priestorove a časove nesúvisí s Pb-Zn paragenézou, tvorenou minerálmi pyritom, sfaleritom, galenitom, anglezitom, ceruzitom, limonitom. Poukazuje na to aj skutočnosť, že oba typy zrudnenia majú na ložisku vlastnú polohu a vlastný priestor, pričom doteraz sa nezistila prítomnosť minerálov jedného typu v druhom type. Preto ani nemožno študovať ich vzájomné sukcesívne vzťahy.

Genéza ložiska

U ložísk tohto typu stretávame sa so značnými ťažkosťami nielen pokiaľ ide o určenie genézy, ale aj pri zisťovaní zdroja zrudnenia. S podobnými ťažkosťami sa stretávame i na ložisku Drienok, i keď tu na základe niektorých faktorov sa dá načrtnúť určitá schéma o genéze ložiska. Jedným z takýchto faktov je, že zrudnenie súvisí len s dolomitizáciou, je viazané na dolomity a nikde sa nevyskytuje vo vápencoch.

Z chemických analýz, vrtných prác a z polarografických rozborov metalometrických vzoriek vyplýva, že karbonátové horniny primárneho pôvodu v širšom okolí ložiska sa vyznačujú pomerne vysokým fónovým obsahom Pb, ktoré v týchto častiach ložiska netvorí mikroskopicky ani makroskopicky pozorovateľné Pb minerály. Dá sa predpokladať, že sa tu vyskytuje ako prímes pravdepodobne vo forme koloidnej, alebo je viazané na štruktúrnu mriežku dolomitov.

Z jednotlivých vrtoch, u ktorých makroskopicky ani mikroskopicky nebolo pozorované zrudnenie, boli vypočítané nasledujúce fónové obsahy: Vrt D-6 = 0,074 % Pb; D-7 = 0,061 % Pb; D-8 = 0,064 % Pb; D-9 = 0,061 % Pb; D-10 = 0,076 % Pb. Priemerný fónový obsah z týchto vrtoch vychádza 0,067 % Pb, z metalometrických prác v širšom okolí ložiska 0,05 % Pb.

Z uvedených rozborov vyplýva, že ide o horniny so zvýšeným obsahom Pb, čo môže budiť dojem, že ide o veľkú primárnu aureolu rozptylu tohto ložiska. Keby to tak v skutočnosti bolo, potom by sa na tak veľkej ploche, na akej sa zistili zvýšené Pb obsahy, u predpokladanej primárnej aureoly rozptylu mala prejavíť určitá zákonitosť a to v tom zmysle, že smerom od primárnej časti ložiska do okolitej horniny by mala klesať intenzita mineralizácie, teda obsah Pb a Zn. To však na tomto ložisku nepozorovať; samotné ložisko tvorí rozptýlené zrudnenie.

Z toho vyplýva, že zvýšený fónový obsah Pb a Zn nebol spôsobený primárnou aureolou rozptylu, ale je starší, pochádza asi z obdobia vzniku horniny, t. j. z obdobia sedimentácie, prípadne diagenézy. Takéto prípady sú známe aj z iných lokalít. Za tohto predpokladu by sa mohol nemagmatický pôvod rudnej zložky vysvetliť aj tak, že roztoky (so zvýšeným obsahom Pb) spôsobili rekryštalizáciu a s ňou súvisiacu mineralizáciu. V procese rekryštalizácie boli vhodné podmienky na vytvorenie rozptýlenej chudobnej mineralizácie. Poukazuje na to pomerne jednoduchá mineralizácia. Na ložisku nie sú známe žiadne zložité asociácie a minerály so zložitými chemickými vzorcami.

S genézou ložiska súvisí aj vek zrudnenia, určenie ktorého je tiež obťažné, lebo súvisí so zdrojom zrudnenia, ktorý zatiaľ nepoznáme. Sú tu možné dva predpoklady bežné v súvislosti so zrudnením v oblasti Západných Karpát: 1. zrudnenie je viazané na neovulkanity, alebo 2. na alpínsky orogén, prejavujúci sa v Západných Karpatoch v niekoľkých fázach.

Ak je zrudnenie viazané na neovulkanity, ktoré sa v širšom okolí ložiska

Drienok vyskytujú, je mladé, neogénneho veku. Vzniklo v čase, kedy geologická stavba v okolí ložiska bola už do určitej miery skonsolidovaná po skončení alpínskeho vrásnenia. Chočský príkrov bol už presunutý cez križňanský, teda približne tak ako to vyzerá dnes. Predpokladajme, že pri vrásnení sa dve telesá s rôznymi fyzikálno-mechanickými vlastnosťami (v našom prípade na jednej strane werfen, na druhej strane karbonátový komplex) rôzne formovali; plastickejší werfen sa vrásnil, v karbonátovom komplexe vznikli spravidla zlomy. Tieto zlomy a labilné časti, ako napr. krídla vrás, boli v čase vulkanickej činnosti ešte viac zvýraznené a prehlbené, zväčšila sa ich amplitúda posunu a tým sa prírodné kanály pre pulzáciu roztokov ešte zväčšili, poprípade vznikli nové. Táto germanotypná tektonika sa prejavuje poklesmi, vznikom hrastí, priekopových prepadlín a zdvihov s rôznou amplitúdou posunu. Po vytvorení takýchto podmienok došlo k zrudneniu, ktoré sleduje priaznivé štruktúry a šíri sa do okolia. Prípady, kde zrudnenie sleduje štruktúry vzniklé germanotypnou tektonikou, sú známe zo svetovej literatúry. Zrudnenie tvorí žily, rudné stĺpy, pričom smerom do okolia jeho intenzita klesá. Na ložisku Drienok však zatiaľ nebolo pozorované, že by zrudnenie tvorilo žily, poprípade iné tvary sledujúce takéto štruktúry, resp. žeby sa koncentrovalo okolo známych porúch a postupne vyznievalo. Zrudnenie je tu rozptýlené, zriedkakedy tvorí jemné žilky (výplň mikrotrhlín) a zhluky; teda tvarom neodpovedá týmto štruktúram.

Zrudnenie na ložisku Drienok úzko súvisí s *dolomitizáciou*, rudné minerály sú súčasťou tejto horniny, často samotná alternovaná hornina je zrudnená. Teda keby sme pripustili neogénny vek zrudnenia, musela by rovnakého veku byť aj s ním súvisiaca dolomitizácia. To sa dá ťažko predpokladať, lebo v neogéne roztoky pochádzajúce z neovulkanického zdroja sa nevyznačujú zvlášť vysokým obsahom MgO, inými slovami dolomitizácia nie je typická pre neogénny vulkanizmus. Z toho vyplýva, že zrudnenie na ložisku Drienok je *pravdepodobne staršie*.

Ostáva ešte posúdiť možnosť *kriedového alpínskeho veku*. Karbonátový komplex v tejto dobe ešte nebol natoľko diageneticky spevnený ako neskôr. Hydrotermálne roztoky mali možnosť prenikať do štruktúry horniny, tu sa s ňou v rôznom pomere miešali a vytvárali tak chudobnejšie či bohatšie formy metasomatózy. Takéto horniny sa vyznačovali vysokým koeficientom priepustnosti aj pre nízko-termálne roztoky, ktoré za takýchto podmienok mohli prestúpiť celú horninu. Keďže tieto roztoky boli mineralizované, spôsobili rozptýlenú mineralizáciu, známu na ložisku Drienok.

Lektoroval pg. J. G u b a č.

LITERATÚRA

- [1] A. M. Amiraslanov, 1950: Osnovnyje tipy mestoroždenija svinca i cinka. — [2] D. Andrusov, 1952: O pôvode slovenských dolomitov a dolomitových pieskov. Bratislava — [3] D. Andrusov, K. Borza, E. Martíny, A. Pospíšil, 1958: O pôvode a dobe

vzniku tzv. terra rossy južného a stredného Slovenska. Geologický sborník IX/1. — [4] J. Beňo, 1957: K mineralógii Pb-Zn zrudnenia pri Ochtinej. Časopis pre mineralógiu a geológiu, roč. 1957. — [5] J. Bystrický, 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963/2. — [6] K. Denchema, 1951: Geologija, paragenézis i zapasy rud zarubežnych mestoroždenij svínca i cinka. Izdatel'stvo inostrannoj literatury, Moskva 1951. — [7] I. Čillík, 1964: Výsledky geologického výskumu a prieskumu na ložisku Pb-Zn rúd v okolí Poník. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963/2. — [8] I. Kravjanský, 1964: Prieskumné práce na okolí Poník. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963/2. — [9] I. Kravjanský, 1961: Projekt geologicko-prieskumných prác, Poniky — Drienok sever — predbežný prieskum Pb-Zn rúd 1961. Geofond; GP Žilina. — [10] I. Kravjanský, 1959: Projekt geologicko-prieskumných prác, Poniky — vyhľadávaci prieskum; Geofond; GP, Žilina. — [11] M. Koděra, 1959: Paragenetický a geochemický výskum Rozália žily v Hodruši. Geologické práce, zošit 54. — [12] N. Krutský, 1959: Dolomitizace krystalických vápenců na Šumavě. Věstník Ústředního ústavu geologického, roč. XXXIV 1959 — č. 6. — [13] Kotásek—Kudělásek, 1962: K metalogenesi a geologii jihozápadní části Veporid. Geologické práce, Zprávy 25—26, Bratislava. — [14] R. Kušík, 1964: Mineralógia Pb-Zn rúd na ložisku Drienok. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963/2. — [15] S. Polák, 1954: Metasomatické výskyty galenitu v strednotriasových vápencoch pri Píle, okres Nová Baňa. Geologické práce, zprávy 2. — [16] F. J. Volfson, 1952: Problémy izučeniya gidrotermal'nych mestoroždenij. Akadémia nauk SSSR 1952. [17] M. Slavka, 1964: Petrografia vulkanických a niektorých sedimentárnych hornín spodného triasu. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963/2. — [18] B. Zorkovský, 1955: K otázke vzniku magnezitu. Geologický sborník VI/1-2.

Vysvetlivky k tab. VII

Obr. 1. Výbrus S1-26, romboedrické klence rekryštalizovaného dolomitu, zväčš. 16x. — Obr. 2. Výbrus S1-24, rekryštalizácia primárneho dolomitu, prejavujúca sa zväčšením zrn, zväčš. 16x. — Obr. 3. Nábrus V-108, uzavreté zrnká pyritu vo sfalerite, zväčš. 16x. — Obr. 4. Nábrus V-41, zatlačanie sfaleritu galenitom, korózia dolomitu galenitom, zväčš. 16x, G-galenit, Sf-sfalerit, D-dolomit, P-pyrit.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly bleed-through from the reverse side.

III. *[Illegible]*

Faint, illegible text in the middle section of the page.

IVAN HORVÁTH

NIEKTORÉ VLASTNOSTI MONTMORILONITICKÝCH KONCENTRÁTOV VÝCHODOSLOVENSKEHO NEOGÉNU

Paralelne so zistením nových bentonitických ložísk vo východoslovenskom neogéne uskutočnili sa mineralogicko-chemické rozbery týchto surovín a súčasne sa skúšali možnosti ich využitia v rôznych odvetviach. O mineralogicko-chemickej charakteristike bentonitu Kuzmice pojednávajú R á c i k—G r e g o r (1955) a K o n t a (1957); mineralogicko-fyzikálne vyhodnotenie niekoľkých vzoriek bentonitov z lok. Fintice a N. Hrabovec podávajú G r e g o r—I z á k o v á (1959) a R a d z o (1955, 1959), ktorý pri výskume bentonitu z náleziska Fintice ako prvý skúmal montmorilonitický koncentrát, pripravený odseparovaním prevažnej časti sprievodných minerálov z vodnej suspenzie. Niektoré dôležité fyzikálne parametre (napučiavanie, zmáčacie teplo, spôsob dehydratácie, absorpcia metylénovej modrej, Rtg a i.) bentonitov z lok. Poša, Klečenov a Lastovce vyhodnotili G r e g o r—I z á k o v á (1961, 1962). Prehľadné vyhodnotenie niektorých vlastností bentonitov z ložiska Kuzmice, Fintice a Lastovce najnovšie urobili G r e g o r—L e š k o (1963); reláciu sorpčnej schopnosti a mineralogickej charakteristiky (DTA) s fyzikálne-mechanickými parametrami montmorilonitov z lokalít Kuzmice, Lastovce, Fintice, N. Hrabovec a Veľatý sledoval H o r v á t h (1963, 1964). O možnosti využitia niektorých bentonitických surovín z ložiska Kuzmice v keramickom priemysle vôbec zmieňuje sa M a t ě j k a (1959), špeciálne pre výrobu porcelánu, pórovinových obkladačiek a bielo sa páliacich jemnokeramických výrobkov vôbec *Zpráva Keramických závodov, Košice* (1960, 1962) a na výrobu jadrových izolátorov *Zpráva Geologického prieskumu, Žilina* (1961). Možnosť využitia bentonitov vo farmaceutike podáva práca Z á t h u r e c k ý—G r u n t o v á—S o m o s k ö y (1959), pri výrobe penicilínu V a ň o (1959).

Pri technologických skúškach bentonitu Fintice najviac upúťali jeho dobré sorpčné vlastnosti, či už vo funkcii absorbenta pri dekontaminácii rádioaktívnych

odpadov (Ž e ž u l a 1960); ako suroviny pre výrobu bieliacich hliniek najmä po aktivizácii s H_2SO_4 (G r e g o r - P a v l o v i č 1962) a v obalovej technike (*Geologický prieskum, Žilina* 1963). Z ďalších výskytov technologický výskum najviac pokročil v prípade bentonitu Lastovce, ktorý možno využiť pri plastifikácii zlievárenských formovacích zmesí (ČSVTS-CHZJD, 1964); pozoruhodné sú aj pozitívne výsledky skúšok pre jeho použitie ako výplachového činidla vo vrtnej technike (*Geologický prieskum, Žilina* 1963).

Účelom tejto práce je zhodnotiť typické mineralogické a chemické vlastnosti bentonitických surovín východného Slovenska a posúdiť najmä niektoré znaky kryštalografickej štruktúry montmorilonitu v spojitosti s ich fyzikálno-mechanickými vlastnosťami. Súčasne chcem upozorniť na niektoré nové, nádejné výskyt surovín a na možnosti ich ekonomického využitia.

Morfologický popis a približná lokalizácia odberu skúšaných vzoriek bentonitov

F i n t i c e: vzorka odobratá z prieskumného vrtu, zachycujúceho uklonenú bentonitickú polohu v hĺbke 34,7–37,2 m. Jemne preplavená zemina tmavosivej farby, čiastočne spevnená, vodou stredne rozpojiteľná pri malom napučíavaní. Skúška na obsah karbonátov negatívna.

K u z m i c e: hrudkovitá, vodou veľmi dobre rozpojiteľná surovina, svetlosivej až bielej farby, s typickým voskovitým lomom. Vzorka bola odobratá zo záseku v oblasti Chotárka, zachycujúceho hlavnú bentonitickú polohu kuzmického ložiska v hĺbke 0,9–3,3 m. Po poliatí HCl nešumí.

L a s t o v c e: biely kusový bentonit, voskovitého vzhľadu, s hrudkovitým rozpadom, dobre rozpojiteľný vodou, odobratý z JZ časti ložiska z hĺbky 13,0–14,0 m. Karbonáty nie sú prítomné.

V e l a t ý: vzorka odobratá z vrtu SV od obce Veľaty z hĺbky 51,4–51,8 m predstavuje svetlosivý bentonit s extrémne veľkým napučíavaním. Karbonáty neobsahuje.

P o š a: svetlosivá zemina obdobného charakteru ako bentinit Fintice, iba menej spevnená. Vzorka odobratá v JV okraji ložiska z ryhy v hĺbke 4,5 m. Po poliatí HCl nešumí.

N. Ž i p o v: bentonitická vzorka JZ od obce N. Žipov z vrtu v hĺbke 23,0–24,2 m. Morfologicky predstavuje homogénne jemnozrnnú surovinu svetlosivej farby, dobre rozpojiteľnú vo vode. Po poliatí s HCl mierne šumí.

N. H r a b o v e c: svetlobéžovo-nazelenkavý bentonit, s charakteristickým voskovitým vzhľadom, matného lomu. Vzorka bola odobratá z odkryvu bentonitu za tufitovým lomom, z ryhy v hĺbke cca 3,0 m. Skúška na obsah karbonátov negatívna.

Pri výbere vzoriek bola zohľadnená priemerná akosť najdôležitejšej časti tohto ktorého ložiska overeného prieskumnými prácami.

Tabuľka 1.

Mineralogické a fyzikálno-chemické vlastnosti východoslovenských bentonitov

Lokalita:	1			2	3			4	5	6	7	8	9							
	D T A extrémy v °C				Hodnota vým. kat. v mekv/100 g	Obsadenie vým. kat. v mekv/100 g								Objem v ml sedimentárny	Obsah frakcie nad 60 ml	Roztrácača voda v %	Váznosť za sušova v g/cm ²	Vlhkosť formovacej zmesi v %	Pevnosť po vysušení v kp/cm ²	
	I. end.	II. end.	III. end.			exot.	Ca ²⁺													Mg ²⁺
Fintice	175	670	860	975	56,7	37,6	20,4	3,2	2,6	2,50	1,95	nest.	430	3,36	nest.					
Poša	175	680	865	930	65,7	54,8	15,4	1,5	7,1	2,60	0,40	34,0	312	3,71	25,9					
N. Hrabovec	185, 230	695	880	—	57,6	40,2	15,4	0,7	1,2	4,30	0,12	43,1	840	3,45	—**					
N. Žipov	175, 250	715	890	980	48,6	36,6	22,8	0,6	0,9	6,10	5,15	60,5	673	3,23	—**					
Kuzmice	180, 250	725	900	960	57,2	51,6	25,0	1,0	1,0	9,40	14,20	43,1	630	3,40	18,75					
Lastovec	160	725	920	955	41,8	31,4	21,8	0,5	0,7	4,90	10,10	59,4	730	3,40	26,12					
Velaty	170*	720	820	940	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	15,90	89,0	620	3,37	—*					

* typický ostrý tvar výčhlyky; ** pevnosť nebolo možné stanoviť z dôvodov rozpraskania skúšobných teliesok počas sušenia

Experimentálna časť

Koncentrovanie montmorilonitickej zložky sme robili plavením na Kopeckého aparátúre tak, že bez prídavku peptizačného činidla bola odseparovaná frakcia nad 10 μ , obsahujúca prevažnú časť balastných prievodných minerálov. Kvantitatívne vyhodnotenie podielu pod 10 μ v jednotlivých bentonitoch považujeme za bezvýznamné vzhľadom na značnú variabilnosť tohto parametra z hľadiska celého ložiska.

Preplavenú suspenziu montmorilonitického koncentráту sme zbavili dispergačnej vody centrifugovaním a dosušením bentonitickej vzorky v laboratórnej sušiarňi pri teplotách pod 80 °C. Po vysušení boli vzorky opatrne achátované do práškovej konzistencie (cca pod 0,09 mm) a takto upravený materiál bol podrobený laboratórnym skúškam. Aby sa mohli dosiahnuť výsledky vzájomne porovnávať, boli všetky bentonitické vzorky (už od štádia ich úpravy) spracované a skúšané pri rovnakých podmienkach.

Na kvalitatívne stanovenie montmorilonitu sme použili predovšetkým DTA (v teplotnom intervale 0–1000 °C, pomocou horizontálnej laboratórnej piecky, Pt-Rh-Pt termočlánku, vizuálneho sledovania prúdových zmien na zrkadlovom galvanometri a konštantnej rýchlosti rastu teploty 15 °C min⁻¹). Záznamy DTA jednotlivých bentonitov sme vyhodnotili v tabuľke 1 s udaním teplôt, pri ktorých jednotlivé montmorilonity dosahovali maximá odchýliek. Súčasne sme použili niektoré špecifické farebné reakcie montmorilonitov s organickými amínmi, konkrétne s benzidínom a p-fenyléndiamínom vo forme ich hydrochloridov pri určitých, puframi udržiavaných hodnotách pH (D o d d—R a y 1960).

Súčasne sme určovali charakteristiku kvalitatívne identifikovaných montmorilonitov predovšetkým čo do ich kapacity výmenných iónov, stanovenia druhu a koncentrácií prítomných výmenných katiónov i čo do izomorfných premien v kryštalografickej mriežke, aby sa dal posúdiť stupeň substitúcie predovšetkým v konfigurácii VI (zastúpenie oktaedrického Al³⁺ iným katiónom i s menším mocenstvom). Kapacitu výmenných iónov sme určovali modifikovanou Vagelerovou metódou (ČSN 72 1592 — Bentonit pro zlévarenské účely) s NH₄⁺ výmenným katiónom (0,1 NH₄Cl).

V rovnovážnom roztoku po prebehnutí výmenných reakcií sme po odpipetovaní vyčisteného podielu (nie po odfiltrovaní ílovej suspenzie — nastáva čiastočne spätná výmena!) komplexometricky stanovili obsahy Ca²⁺ a Mg²⁺ a plamenným fotometrom Na⁺ a K⁺. Paralelne sme vytesňovali pôvodné výmenné katióny roztokom 1 NCH₃—COONa, pričom sme v rovnovážnom roztoku obdobne stanovili obsahy Ca²⁺ a Mg²⁺. Výsledky kapacity výmeny iónov, zloženie pôvodných výmenných katiónov v mekv/100 g suchej vzorky sú v tab. 2.

Stanovenie štruktúrnej charakteristiky montmorilonitu, hoci principiálne i analyticky je už nateraz riešiteľné, naráža ešte stále zatiaľ na technicky nevyriešenú

Tabulka 2.

Chemické zloženie skúšaných montmorilonitických koncentrátov

Lokalita	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	str. žihl.* % %	SiO ₂ (celk.) % %	vol. SiO ₂ ** % %	Al ₂ O ₃ % %	Fe ₂ O ₃ (celk.) % %	nesilh. Fe ₂ O ₃ % %	C ₂ O % %	MgO % %	Na ₂ O % %	K ₂ O % %	TiO ₂ % %	MnO % %	SiO ₂ R ₂ O ₃	RO R ₂ O ₃
Fintice	11,01	67,79	21,32	12,03	2,30	0,97	2,04	3,24	0,26	0,37	0,23	0,02	6,12	0,92
Poša	10,32	66,97	16,90	13,38	2,52	1,30	2,02	2,48	0,20	0,94	0,23	0,02	5,99	0,71
N. Hrabovec	13,45	65,56	25,10	12,29	2,55	0,45	2,37	3,42	0,04	0,15	0,22	0,01	5,02	0,96
N. Žipov	13,20	62,35	19,48	13,56	2,65	0,73	3,53	2,54	0,68	0,20	0,29	0,14	4,92	0,87
Kuzmice	12,11	66,53	25,63	15,09	2,02	1,07	1,48	2,34	0,04	0,04	0,15	0,03	4,42	0,55
Lastovce	6,93	71,08	25,12	14,90	2,65	0,62	1,40	2,21	0,03	0,03	0,16	0,03	4,81	0,50
Velaty	12,91	61,62	nest.	14,76	2,37	nest.	3,66	3,06	0,17	0,19	0,11	0,08	nest.	nest.

* str. žihanim stanovená pri 1000 °C; ** voľné SiO₂ stanovené podľa Hillebranda (tavením s KHSO₄)

prekážku: dokonale izolovať montmorilonit ako mineralogické individuum. Vyriešenie tohto problému je sťažené: (a) tvorbou montmorilonitických agregátov zo základných častíc montmorilonitu; (b) prítomnosťou sprievodných minerálov (vždy prítomného muskovitu, voľného SiO_2 vyskytujúceho sa v rôznych modifikáciách, najčastejšie však vo forme crystobalitu a i.), zistených i v najjemnejších frakciách (hlboko pod 1μ); (c) veľkou reaktivnosťou montmorilonitických povrchov s ktorýmkoľvek (napr. peptizačným) činidlom, alebo látkou, ktorá by pomohla pri izolácii tohto minerálu. Preto každý chemický rozbor bentonitu, presnejšie koncentrácie jednotlivých zložiek montmorilonitu, získaného separáciou, sú nateraz skreslené prítomnosťou nemontmorilonitických minerálov.

V tejto práci pre hrubú charakteristiku stupňa izomorfnej substitúcie v konfigurácii VI montmorilonitu sme ako hlavnú metódu použili jednoduché meranie sedimentačných objemov homioiónových bentonitických preparátov (zvolili sme Na^+ — formu) a dodatočne (nezávisle od týchto výsledkov) sme na stupeň tejto substitúcie usudzovali z výsledkov DTA, najmä však z teplôt, pri ktorých dosahovali svoje maximá II. dehydroxylačná a III. endoterma jednotlivých vzoriek. V prípade teplôt maxim II. a najmä III. endotermy DTA je podľa Č í ě l a (1963) možnosť substitúcie v koordinácii VI montmorilonitu tým väčšia, čím sú tieto teploty extrémov nižšie.

Výsledky stanovenia sedimentačných objemov pre jednotlivé koncentráty sú v tab. 1, v ktorej sme bentonity vo vertikálnom smere pre lepšiu názornosť usporiadali práve vo smere stúpajúcich teplôt extrémov DTA. Chemické rozborov skúšaných vzoriek i vypočítané molárne pomery $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ a $\text{RO} : \text{R}_2\text{O}_3$ (zohľadnené výsledky stanovenia voľného SiO_2 a nesilikátového Fe_2O_3) sú v tab. 2.

Niektoré fyzikálno-mechanické parametre sme zisťovali z tých istých bentonitických vzoriek (ovšem neseparovaných), po ich vysušení a desintegrácii mletím (pod $0,20 \text{ mm}$ — vzorky pre zlievárenské rozborov — stanovenie väznosti; pod $1,0 \text{ mm}$ pre vzorky, u ktorých sme stanovili keramické parametre; rozrábacia voda a pod.).

Granulometrický rozbor vzoriek sme robili z preddrveného vysušeného materiálu, pri 100° (jemnosť preddrvených zrn bola $3-5 \text{ mm}$), preplavením cez sito $10\,000 \text{ ôk/cm}^2$ a presitovaním nepreplaviteľného podielu cez sitá $0,1$ a $0,2 \text{ mm}$. Ako stupeň väznosti uvádzame zmeraný odpor skúšobného telieska (valčeka) pripraveného z 93% provodínskeho piesku T2S a 7% bentonitu (jemnosť mletia pod $0,2 \text{ mm}$), pri určitej vlhkosti celej zmesi (cca $3,0 \%$), voči tlaku v g/cm^2 pôsobiacemu kolmo na základňu skúšobného telieska v horizontálnej polohe (metodika podľa ČSN 72 1592 — „Bentonit pro zlievárenské účely“).

Parametrom pre hrubú charakteristiku plastičnosti bentonitických vzoriek je rozrábacia voda, t. j. množstvo vody (vo váhových %) potrebné k príprave plastickej bentonitickej pasty (keramického cesta). Čím vyššia je táto hodnota, tým je materiál plastickejší. Hodnota pevnosti po vysušení je výsledkom pevnostnej tla-

kovej skúšky za ohybu, prevádzanej na vysušenom bentonitickom „trámčeku“ Michaelisovým prístrojom. Výsledky fyzikálno-mechanických skúšok sú v tab. 1.

Vyhodnotenie výsledkov

Mineralogicky, až na výskyt z oblasti Veľaty, bol vo všetkých vzorkách jednoznačne stanovený Ca^{2+} , Mg^{2+} — montmorilonit (charakteristický priebeh záznamov DTA, farebné reakcie s niektorými organickými činidlami, zloženie výmenných katiónov a pod.). V prípade bentonitu z lokality Veľaty ide o surovinu s prevažujúcim obsahom Na^+ — montmorilonitu, o čom svedčí najmä typický ostrý priebeh I. dehydratačnej endotermy, extrémne vysoká hodnota rozrábacej vody pri keramickom rozbere tejto vzorky (tab. 1) i zvýšený obsah Na_2O . Keď pri porovnaní získaných výsledkov vylúčime Na^+ — montmorilonitický bentonit Veľaty od zbývajúcich Ca^{2+} , Mg^{2+} — bentonitov, môžeme pozorovať niektoré zvláštnosti.

Skúšané Ca^{2+} , Mg^{2+} — montmorilonitické koncentráty tvoria v podstate dve základné skupiny, odlišujúce sa predovšetkým väznosťou bentonitických pást (tab. 1/7), napučíavaním vodnej suspenzie (tab. 1/4), hodnotou výmeny katiónov (tab. 1/2), lokalizáciou niektorých extrémov pri DTA (tab. 1/1) a konečne molárnymi pomermi $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ a $\text{RO} : \text{R}_2\text{O}_3$ (tab. 2/13, 14). Porovnanie hodnôt rozrábacej vody a pevnosti po vysušení (tab. 1/6, 9) možno považovať za menej preukazné pre malú reprodukovateľnosť výsledkov týchto metód. Väznosť a napučíavanie vzoriek, stanovené metódami použitými v tejto práci, sú pre systémy *bentonit-voda* oveľa reprezentatívnejšie.

Málo väzné nenapučiavajúce vysokosorpčné bentonity z lokalít Fintice a Poša, vyznačujúce sa tiež zvýšenými molárnymi pomermi $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ a $\text{RO} : \text{R}_2\text{O}_3$ majú extrém III. endotermy pri $860\text{--}865^\circ\text{C}$. Viac napučíavajúce bentonity z N. Žipova, Kuzmíc i Lastoviec, predstavujúce veľmi dobre väzné suroviny — ale iba s priemernými hodnotami výmeny katiónov (Lastovce iba okolo 40 mekv./100 g), majú extrém III. endotermy pri teplotách podstatne vyšších (N. Žipov 890 , Kuzmice 900 a Lastovce až 920°C). Na druhej strane ich molárne pomery $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ a $\text{RO} : \text{R}_2\text{O}_3$ sú nižšie (u prvého o $1,0\text{--}1,5$ a u druhého $0,5$).

Nižšia väznosť i napučíavanie bentonitov prvej skupiny je ešte výraznejšia pri porovnaní obsahu hrubších frakcií v pôvodných vzorkách (tab. 1/5), resp. obsahu (najmä v tomto zmysle balastného) voľného SiO_2 (tab. 2/3), ktorý je u bentonitov Poša a Fintice dokonca nižší ako u druhej skupiny bentonitov (Nižný Žipov, Kuzmice, Lastovce).

Bentonit z N. Hrabovca, doposiaľ nehodnotený, predstavuje z toho hľadiska akýsi medzistupeň, lebo jeho vlastností (najvyššia väznosť, vysoká sorpčná schopnosť, iba priemerné napučíavanie, ojedinelý priebeh krivky DTA — nebol vykázaný

exotermný vrchol pri teplotách 900—1000 °C, čo prisudzujeme pravdepodobnému vzniku enstatitu v tejto, na Mg^{2+} bohatšej vzorke) nie sú charakteristické ani pre jednu z popisovaných skupín.

Zvláštna závislosť medzi určitými znakmi bentonitov oboch skúmaných skupín bola podnetom k posúdeniu vzťahu a najmä vplyvu kryštalografickej štruktúry montmorilonitu na jeho fyzikálne a mechanické vlastnosti. Ako už bolo spomenuté, závažným znakom vlastností kryštalografickej mriežky tohto minerálu je stupeň substitúcie v koordinácii VI, na ktorú môžeme usudzovať zo stanovených sedimentačných objemov homoiónových preparátov (tab. 1/4) i podľa extrému III. endotermy (tab. 1/1). Podľa týchto hodnôt sa nám stupeň oktaedrickej substitúcie v jednotlivých vzorkách montmorilonitických koncentrátov javí z relatívneho hľadiska nasledovne: Fintice → Poša → N. Hrabovec → N. Žipov → Kuzmice → Lastovce. Podľa toho bentonity s vyššou oktaedrickou substitúciou majú väčšiu sorpčnú schopnosť pre výmenu katiónov (čo je logické, lebo nastáva potreba zvýšenej kompenzácie prebytkového záporného náboja vrstiev minerálu), ale (a to je dôležité) z technologického hľadiska majú veľmi nepriaznivé vlastnosti pri ich aplikácii v systéme bentonit-voda (sú málo väzné, nenapučiavajú a pod.). Naproti tomu bentonity z lokalít Nižný Žipov, Kuzmice a Lastovce, u ktorých môžeme predpokladať podstatne nižší stupeň substitúcie v koordinácii VI, majú pri priemernej sorpčnej schopnosti výborné vlastnosti pri ich použití v systéme s vodou.

Doterajšie výsledky pri využívaní východoslovenských bentonitov potvrdzujú uzávery tejto práce. Bentonity z lok. Kuzmice, N. Žipov a najmä Lastovce boli úspešne odskúšané v zlievárenstve, v keramike (najmä Kuzmice) i vo vrtnej technike (predovšetkým bentonit z lok. Lastovce), teda pri technologických postupoch založených na systémoch *tuhá látka-voda*; naproti tomu bentonit z lok. Fintice sa už v orientačných pokusoch ukázal vhodným ako sorbér napr. vodnej pary v obalovej technike, u rádioizotópov v rádiochemii, ďalej ako surovina pre výrobu bieliackej hlinky a pod. Bentonit z lok. N. Hrabovec je aj v tomto ohľade akýmsi univerzálnym medzistupňom. Bol úspešne odskúšaný z hľadiska zlievárenského, keramického i ako surovina pre výrobu bieliacich hliniek (*Geologický príspevek, Žilina 1964*).

Sledovanie štruktúrnej charakteristiky montmorilonitických a ílových minerálov vôbec je predmetom výskumov u nás i v zahraničí. Pre jej detailné stanovenie sú už známe viaceré obecné i exaktné metodiky; okrem teoretických uzáverov, týkajúcich sa napr. riešenia genézy skúmaného minerálu a pod. majú tieto výskumy veľký význam praktický: na základe zistených znakov kryštalografickej štruktúry ílového minerálu stanoviť najvhodnejšiu možnosť jeho využitia.

Záver

V predloženej práci rozoberáme najtypickejšie vlastnosti doposiaľ známych bentonitov východoslovenského neogénu. Pri porovnávaní výsledkov skúšok sa prejavili určité závislosti medzi špecifičnosťou kryštalografickej štruktúry montmorilonitu v bentonite (stupeň substitúcie v koordinácii VI) a jeho sorpčnými vlastnosťami, resp. vlastnosťami systému *bentonit-voda*. Bentonity s vyšším stupňom oktaedrickej substitúcie majú oveľa lepšie sorpčné vlastnosti, ale horšie výsledky sa dosiahli pri ich aplikácii s vodou; bentonity s nižším stupňom substitúcie v koordinácii VI pri priemernej sorpčnej schopnosti boli úspešne odskúšané v zlievárenstve, keramike a vrtnej technike.

Lektoroval inž. B. Čičel.

LITERATÚRA

- [1] Čičel B., 1963: On the problem of bond strength of OH Group in layer silicates. *Geologické práce, Zprávy* 27. — [2] Dodd Ch. G.—Ray S., 1960: Semiquinone cation adsorption on montmorillonite as a function of surface acidity, *Clays and clay minerals*. — [3] Earley J. W.—Osthaus B. B.—Milne I. H., 1953: Purification and properties of montmorillonite. *The Amer. Min.* 38/7-8. — [4] Foster M. D., 1953: Geochemical studies of clay minerals. II — Relation between ionic substitution and swelling in montmorillonites. *The Amer. Mineralogist* 38, 11-12. — [5] Gregor M.—Izáková K., 1959: Slovenské aktívne zeminy IV. *Chemické zvesti* 6. — [6] Gregor M.—Izáková K., 1960: Slovenské aktívne zeminy V. *Chemické zvesti* XV/9. — [7] Gregor M.—Izáková K., 1962: Slovenské aktívne zeminy VI. *Chemické zvesti* XVI/6. — [8] Gregor M.—Leško B., 1963: Neue Bentonit-Fundorte in der Tschechoslowakei. *Silikattechn.*, 13/3. — [9] Gregor M.—Pavlovič J., 1962: Spôsobilosť niektorých východoslov. bentonitov na výrobu bieliacich hliniek. *Sborník prác chem. fakulty SVŠT, Bratislava*, zv. 2. — [10] Horváth I., 1963: Výmena kationov a otázka prospekcie bentonitov pre zlievárenstvo podľa zistenej hodnoty výmeny kationov. *Slévarenství* XI/8-9. — [11] Horváth I., 1964: Termochemická charakteristika najdôležitejších východoslov. bentonitov a jej vzťah k ich určitým technologickým vlastnostiam. *Silikáty* 8/1. — [12] Konta J., 1957: Jílové nerasty Československa. Praha. — [13] Matějka J., 1959: Možnosti zúžitkovania montmorilonitických zemín z Kuzmíc v keramike. *Chemické zvesti* XIII/6. — [14] Radzo V., 1955: Bentonit od Nižného Hrabovca. *Geologické práce, Zprávy* 4. — [15] Radzo V., 1959: Mineralogicko-chemický rozbor bentonitu od Fintíc, okres Prešov. *Geologické práce, Zprávy* 16. — [16] Rácik J.—Gregor M., 1955: *Chemické zvesti* 9, 414-36. — [17] *Sborník prednášok zo zasadnutia bentonitovej komisie ČSVTS-CHZJD Bratislava*, 1964. — [18] Slávik J., 1962: Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne východného Slovenska. *Geologické práce, Zošit* 63. — [19] *Tematický úkol PR Geologický prieskum, Žilina*, 4/1964. — [20] Vaňo I., 1959: Použitie bentonitov domáceho pôvodu pri úprave penicilínových fermentovaných vôd. *Chemické zvesti* XIII/7-8. — [21] *Výročná zpráva „Slovenské bentonity“*. KZ Košice, 1962/37. — [22] Záthurecký L.—Gruntová Z.—Somoskőy G., 1959: Kuzmický bentonit ako súčasť hydrofilných mastových základov a masť. *Chemické zvesti* XIII/6. — [23] *Záverečná zpráva vývoj. úlohy KZ Košice „Výroba pórovinových keramických obkladačiek zo slov. surovín, Košice. 1960/42.* —

[24] *Závěrečná zpráva a výpočet zásob bentonitu Kuzmice*, 1961, Geologický prieskum, Žilina. — [25] *Závěrečná zpráva a výpočet zásob bentonitu Lastovce*, 1963, Geologický prieskum, Žilina. — [26] *Zpráva o výskume vhodných lokalit na Slovensku pre prípravu ílového výplachu*. Geologický prieskum Žilina, 1963. — [27] *Ž e ž u l a I.*, 1960: Výměna cesných iontů na bentonitu z Fintic. Chemické zvesti XIV/4.

IVAN HORVATH

EINIGE EIGENSCHAFTEN DER MONTMORILLONIT-KONZENTRATE AUS DEM OSTSLOWAKISCHEN NEOGEN

Im vorliegenden Artikel setzt sich der Autor mit den typischen Eigenschaften der bisher bekannten Benthonit-Vorkommen im ostslowakischen Neogen, besonders mit deren physikalisch-mechanischen Eigenschaften und Mineralzusammensetzung auseinander. Beim Vergleich der Ergebnisse von verschiedenen Analysen wurde gewisse Beziehung zwischen dem Spezifikum der kristallographischen Struktur des Montmorillonit im Benthonit (der Grad der Substitution in der Koordinanz VI) und dessen Sorptionseigenschaften, bzw. den Eigenschaften im System Benthonit-Wasser festgestellt. Die Benthonite mit einem höheren Grad der Oktaeder-Substitution besitzen viel bessere Sorptionseigenschaften, aber bringen schlechtere Ergebnisse bei ihrer Verwendung mit Wasser; die Benthonite mit einem niedrigeren Grad der Substitution in Koordinanz VI mit durchschnittlicher Sorptionsfähigkeit wurden hingegen mit Erfolg in verschiedenen Industriezweigen (Keramik, Bohrtechnik, Schwerindustrie u. ä.) erprobt.

MILOŠ RAKÚS

BIOSTRATIGRAFIA JURY KOSTELECKÉHO BRADLA

Úvod

O kosteleckom bradle sa prvý zmiňuje D. Š t ú r (1860) a potom až D. A n - d r u s o v (1931, 1938, 1959, 1960), ktorý v práci z roku 1931 chápal juru kosteleckého bradla ako súčasť manínskej série a začlenil ju k sériám manínskeho pásma. Neskôr (1959 a 1960) považuje juru kosteleckého bradla za samostatnú sériu, ktorú nazval kosteleckou. Z tektonického hľadiska ju chápe ako súčasť stredného, alebo ešte vyššieho subtatranského príkrovu, pričom kostelecké bradlo predstavuje podľa neho bradlo „švajčiarskeho typu“. K tomuto pričleňuje aj výskyty jury pri Vrchteplej (Okrúhle) a Súľove.

V rokoch 1960 až 1962 študoval som spolu s M. Siblíkom biostratigrafiu jury kosteleckého bradla a čiastočne i bradla Vrchteplá a Súľov. Spresnením stratigrafie podarilo sa rozčleniť liasový komplex kosteleckého bradla na sinemur-pliersbach, domér, toark?, bajós-bat, kalov, oxford? V oblasti bradla Okrúhle sa našli vo svetlých celistvých až zrnitých vápencoch SV od kóty kalov-oxfordské amonity, v škvornitých slieňoch, obalujúcich toto bradlo z JZ a Z, kriedovú (alb-aptskú pravdepodobne i nižšiu) faunu amonitov, bivalvií a brachiopódov.

Profil kosteleckým bradlom

Lokalita Kostelec sa nachádza SV od Považskej Bystrice, 200 m južne od obce Kostelec. Na báze bradla vystupujú svetlozelenosivé, miestami až ružovkasté, slabo piesčité krinoidové vápence s veľkými článkami krinoidov. Vápence sú masívne až hrubolavicovité. Často majú rozptýlený trávovozelený minerál (? glaukonit). Vyskytujú sa tu nepravidelné hľuzy svetlosivých rohovcov. Vo vápencoch sa našla *Spiriferina obtusa* O p p e l, 1861. Celková merateľná mocnosť je cca 8 m.

V nadloží vápencov je 10 m mocná poloha červenkastých až červených masív-

nych, príp. hrubolavicovitých krinoidových vápencov, v ktorých sa našla *Spiriferina collenotti* Deslongchamps, 1884 (podľa M. Siblíka). Smerom do nadložja prechádzajú krinoidové vápence do ružových až červenkových i špinavožltých krinoidových vápencov. Prevažnú časť tvoria ružové krinoidové vápence. Hlavne v západnej časti bradla sú aj celistvejšie variety zrnitých svetlosivých až jemnozrných vápencov, ktoré miestami majú vtrúseniny krinoidových vápencov, s ktorými sa prelínajú. Mikroštruktúra ružových krinoidových vápencov je organodetrítická. Z organických úlomkov sú najhojnejšie články echinodermát, zriedkavé úlomky brachiopódov, bivalvií, ojedinele aj gastropódy. Celková mocnosť je približne 70 m. V komplexe krinoidových vápencov je niekoľko polôh (maximálne 0,5 m mocných) béžových až ružových, kalových, tenko doskovitých laminovaných vápencov, ostro ohraničených voči podložiu i nadložiu. Našla sa v nich táto fauna: *Oxytoma münsteri* (Goldfus), *Lima* aff. *boonei* Kosmat, *Spiriferina obtusa* Oppel, *Gibbirhynchia curviceps* (Quenstedt).

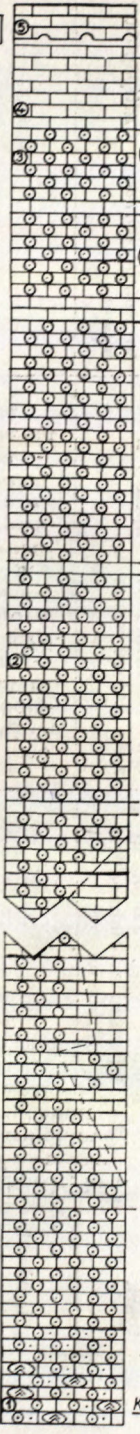
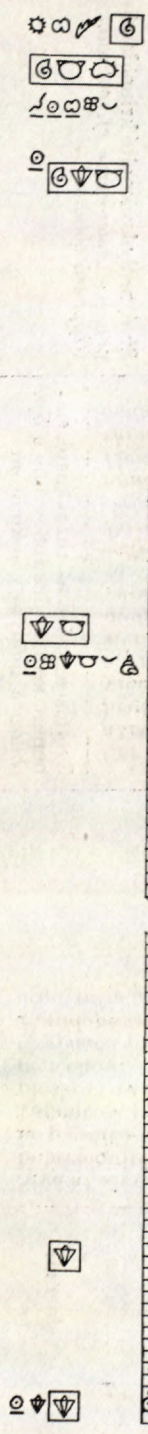
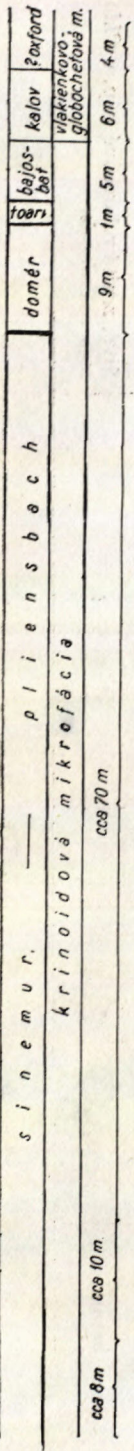
Celý komplex krinoidových vápencov zaraďujeme na základe fauny k sinemuru až pliensbachu.

Nad vápencami nasleduje 0,5 m mocná poloha okrovočervenkových kalových celistvých vápencov, s vrstvičkami (do 1 cm) krinoidových vápencov a potom asi 9 m mocná poloha svetloružových až červenkových hrubokrinooidových, lavicovitých (mocnosť lavíc je 30–40 cm) vápencov (biosparitov), rozpadavých. Mikroštruktúra je organodetrítická. Základnou zložkou sú články echinodermát, ktoré bývajú dvojčatne lamelované. Vo vápencoch sa našla bohatá fauna brachiopódov, bivalvií a amonitov: *Partschiceras anonymum* (Haas), *Pleuroceras* sp., *Homeorhynchia acuta* (Sowerby), *Oxytoma sexcostata* (Oppel), *Chlamys* (*Aequipecten*) *priscus* (Schlothheim), ktorá svedčí o domérskom veku týchto vápencov. Nadložie tvorí 0,5 m mocná poloha béžového, tenkodoskovitého celistvého kalového vápenca s vtrúseninami (šmuhami) krinoidov. Pribúdaním krinoidov prechádza kalový vápenec do červeného krinoidového vápenca (0,6 m). Tieto vápence počítam k toarku.

Na vápencoch leží 5 m mocná poloha ružových lavicovitých (mocnosť lavíc je 30–50 cm) hrubokrinooidových, rozpadavých vápencov (biosparitov) so zriniečkami zeleného minerálu (? glaukonitu). Mikroštruktúra je organodetrítická, základnú hmotu tvoria články echinodermát, dvojčatne lamelované (pôvodnú štruktúru majú zotretú). U niektorých článkov sa zachoval centrálny kanálik. V týchto prípadoch sú krinoidové články pigmentované limonitom. Vo vápencoch sa našli hlavne brachiopódy, amonity a bivalvie: *Morphoceras kostelecense* n. sp., *Nannolytoceras paucisulcatum* n. sp., *Emileia* sp., *Posidonia alpina* Gras; podľa fauny zaraďujem ich k bajós-batu.

V nadloží leží 6 m mocná poloha béžových hrubolavicovitých celistvých kalových vápencov, organickej štruktúry. Základnú hmotu tvorí uhličitan kalovej štruktúry, v ktorom sa nachádzajú organické úlomky. Najčastejšie sú to

Profil kosteleckým bradlom



ružovkasté až bežové lavicovité, celistvé, sčasti hľuznaté vápence. Najvyššie časti sú svetlejšie s: ? *Perisphinctes* sp.

bežové hrubolavicovité kalové vápence s *Calliphylloceras disputabile* (Zittel)

ružové lavicovité, hrubokrinooidové vápence (biosparity) s: *Morphoceras kostelecense* sp., *Nannolytoceras paucisulcatum* n.sp., *Posidonia alpina* Gras

bežové tenkodoskovité kalové vápence a červené krin. vápence

svetloružové až načervenalé, lavicovité, hrubokrinooidové vápence s: *Partschiceras anonyum* (Høes), *Pleuroceras* sp., *Homeorhynchia acuta* Sow, *Chlamys (Aequipter) priscus* (Schloth)

okrovočervené kalové vápence s vrstvičkami krinoid. vápencov

bežové až ružové kalové vápence

bežové až ružové kalové vápence

ružové, načervenalé až špinavožlté masívne krinoidové vápence. Miestami prechádzajú do svetlosivých jemnozrnných vápencov

červené, hrubolavicovité krinoidové vápence so *Spiriferina collenotti* Deslongchamps

svetlozelenosivé až naružovelé slabopiesčité krinoidové vápence s hľuzami svetlosivých rohovcov so *Spiriferina obtusa* Oppel

Text. tab. č. 1.

	Manínska séria s. s.	Kostelecký vývin	Séria Rohatej skaly
oxford	Červené hluznaté váp. s <i>Calliphyloceras</i> cf. <i>disputabile</i> , <i>Perisphinctes rolli</i> eri, atd.,	Pletovo ružové kalové vápence s <i>Calliphyloceras disputabile</i> a ježovky. Vrchné časti sú hluznaté až zrnité celistvé váp. s <i>Perisphinctes</i> sp.	Červené hluznaté vápence s <i>Aspidoceras</i> sp.,
kalov			Svetlosivé zrnité až radiaritové vápence a radiolarity
bat	Červenohnedé miestami zelenokavé hrubolavicovité, nevýrazne hluz. vápence inokedy slabokrinn., s ojedinelými hluzami rohovcov. <i>Parkinsonia</i> cf. <i>schloenbachii</i> , <i>Morphoceras</i> sp. atd., <i>hexakorall.</i> a glaukonit. zrníčka	Ružové hrubokrinn. vápence (bioparity) s <i>Morphoceras kosteleckense</i> , <i>Emileia</i> sp. <i>Posidonia alpina</i> , glaukonit	červené krinn. váp.
bajós			Silne hematitizované váp. s <i>Harpoceras</i> sp. a <i>Teloceras</i> sp.
toark	Sivozelené až ružovkasté krinoidové váp. s polohami a hluzami svetlohnedých rohovcov	Červené krinoidové vápence a béžové kalové vápence	Červené až ružové krinoid. vápence so spiriferinami a <i>Calliphyloceras nilsoni</i>
pliensbach	Sivé až sivohnedé, hrubolavicovité až masívne piesčito-krinoidové vápence s polohami pieskovcov až zlepenčekov. <i>Gryphaea obliqua</i> <i>Pseudopecten aequivalis</i>	Červené až ružové, hrubolavicovité až masívne krinoidové vápence so: <i>Sp. collenoti</i> , <i>Partschia-ceras anonyum</i> , <i>Homeo-rhynchia acuta</i>	Sivé, hrubolavicovité krinoidové vápence s <i>Asteroceras</i> cf. <i>obtusum</i> <i>Gryphaea obliqua</i>
sinemur		Svetlozelenosivé až ružovkasté, slabopies. krinn. váp. s rohovcami a <i>Sp. obtusa</i> a hojným glaukonitom	
hetang	?	?	Sivé, zrnité rohovcové váp. s <i>Chlamys valoniensis</i>

tenké vlákienka (= Filaments d'algues), úlomky článkov echinodermát a *Globochaete alpina* L o m b a r d; zriedkavé sú foraminifery: *Frondicularia* sp., *Textularia* sp., *Lenticulina* sp.; ojedinele sa vyskytuje *Pseudoglobigerina* sp.? a ostrakódy. Z makrofauny sa na báze týchto vápencov našli: *Calliphylloceras disputabile* (Z i t t e l), *Posidonia alpina* G r a s a ježovky.

V najvyšších častiach kosteleckého bradla je 4 m mocná poloha ružovkastých až béžových lavicovitých celistvých kalovitých vápencov, ktoré asi v strede majú približne 1 m mocnú polohu hluznatých vápencov tej istej farby. Ich mikroštruktúra je kalovo-organogénna, s kalovou základnou hmotou. Z organických zbytkov sú najčastejšie: radiolárie (kalcifikované), *Globochaete alpina* L o m b a r d; ojedinele články echinodermát, prierez aptychom,? *Pseudoglobigerina* sp., *Spirulina* sp.

Navyššie časti kalových lavicovitých vápencov sú svetlejšie a zrnitejšie. V týchto vápencoch sa našiel prierez amonitom ? *Perisphinctes* sp. Tieto vápence počítam k ?oxfordu.

PALEONTOLOGICKÁ ČASŤ

Calliphylloceras disputabile (Z i t t e l, 1869)

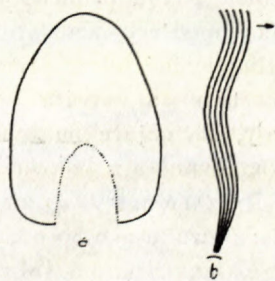
tab. X, fig. 1, text fig. 1a, b

M a t e r i á l: jedno takmer úplné kamenné jadro

R o z m e r y v (mm): D 72,0; Vz 40,0; Sz 28,0; d 4,5;

P o p i s. Schránka je strednej veľkosti, planišpirálne vinutá, involútna. Závitvity narastajú rýchlo a pravidelne. Výška závitviny rastie oveľa rýchlejšie než šírka, takže prierez posledného zachovaného závitviny je široko eliptický (viď textobr. 1a). Ventrálnu časť závitviny tvorí krátky oblúk, ktorý plynule prechádza do klenutých bokov závitviny. Prechod bokov závitviny do umbilikálnej stienky je vyznačený zaoblenou umbilikálnou hranou. Umbilikálna stienka je dosť vysoká a kolmo orientovaná na rovinu súmernosti schránky. Umbilikus je úzky a hlboký; povrch závitviny je pokrytý jednoduchými, jemnými, pravidelne usporiadanými, sigmoidálne prehnutými rebrami (textobr. 1b), začínajúcimi v priumbilikálnej oblasti. Spočiatku sú veľmi jemné; smerom k ventrálnemu okraju trochu zhrubnú, takže ich šírka sa pohybuje okolo 1 mm. Bez prerušenia prechádzajú potom na druhú stranu závitviny. Na poslednom zachovanom závitviny vidíme päť valov, ktoré majú ten istý priebeh ako rebrá. Priehradková línia zhoduje sa s vyobrazením J. K u d e r n a t s c h a (1852, tab. I, fig. 4).

P o z n á m k y a v z t á h y: exemplár z lokality Kostelec sa veľmi približuje vyobrazeniu druhu ako ho uvádza J. K u d e r n a t s c h (1851, tab. 1, fig. 1, 2).



Textobr. 1a-b.

Výskyt: béžové celistvé vápence na Kostelci.
Stratigrafické rozpätie: bat-kalov; v našom prípade ide asi o kalov, pretože faunu sme našli 5 m nad typickou bajós-batskou faunou.

PARTSCHICERAS FUCINI, 1923

Partschiceras anonymum (H a a s, 1913)

tab. IX

1913 *Phylloceras anonymum* nov. nom.-Haas: Die Fauna des mittleren Lias etc., p. 7, tab. I, fig. 1-5 (cum syn.)

1962 *Partschiceras anonymum* (H a a s, 1913) Rakús: Biofazielle Studien... SGV — Záp. Karpaty zv. 1.

Materiál: takmer úplne kamenné jadro, čiastočne deformované.

Rozmery v mm: D 50,0; Vz 29,0; Šz 11,2; d 5,0.

Popis. Schránka je malá, planišpirálne vinutá, involútna. Závity narastajú pravidelne a rýchlo. Výška závitů rastie oveľa rýchlejšie než šírka, takže posledný zachovaný závit je 2× vyšší ako predchádzajúci. Prierez ontogeneticky najmladších závitov je zaoblene obdĺžnikovitý. Ventrálnu časť závitů tvorí krátky oblúk, ktorý plynule prechádza do rovnobežných bokov závitů. Prechod bokov do umbilikálnej stienky je vyznačený zaoblenou umbilikálnou hranou. Ontogeneticky staršie závitů sa v priumbilikálnej oblasti rozširujú, takže ich prierez je zaoblene lichobežníkovitý. Ventrálnu časť závitů tvorí krátky oblúk. Boky sú ploché alebo mierne klenuté, smerom k ventrálnemu okraju sa zbiehajú. Umbilikálna stienka je krátka a kolmo orientovaná k rovine súmernosti schránky. Umbilikus je úzky a hlboký.

Povrch ontogenetických mladých závitov je pokrytý rektiradiálne orientovanými rebrami vo ventrálnej časti závitov. Sú jednoduché — nevetvené; začínajú na začiatku ventrálnej tretiny závitů a prechádzajú cez ventrálnu časť závitů na druhú stranu, kde končia opäť na začiatku ventrálnej tretiny. Posledný zachovaný závit má rebrá dvojakého typu; rebrá prvého typu sú dosť hrubé a pomerne široké s polkruhovitým prierezom. Interkalárne vzdialenosti sú raz tak veľké ako je šírka rebier. Rebrá druhého typu sú jemné, nitkovité a pokrývajú jak rebrá hrubé, tak i medzery medzi nimi. Na poslednom zachovanom závitě sú ešte pozdĺžne veľmi jemné rebrá, prerušované. Ich priebeh je kolmý na nitkovité rebrá, takže miestami sa vytvára retikulárna štruktúra. V priumbilikálnej oblasti sú úzke valy, začínajúce na umbilikálnej hrane. Distálne časti valov sú prorsiradiálne orientované a v polovičke výšky závitů sa vytrácajú.

Poznámky a vzťahy: exemplár z lokality Kostelec zhoduje sa s popisom druhu ako ho podáva H a a s (1913 p. 7, tab. I, fig. 1-5). Druh *Partschiceras tenuistriatum* (M e n e g h i n i, 1868) sa od nášho druhu líši tým, že nemá vyvinuté priumbilikálne valy.

V ý s k y t : ružové krinoidové vápence na Kostelci, Západné Karpaty (N. Tatry lok. Drienkyňa).

Stratigrafické rozpätie: stredný lias, zóna s *Amaltheus margaritatus*, na Kostelci spolu s *Homeorhynchia acuta*.

NANNOLYTOCERAS BUCKMAN, 1905

Nannolytoceras paucisulcatum n. sp.

Tab. IX, obr. 2; tab. X, obr. 2; text. obr. 2a—c

H o l o t y p : jedinec vyobrazený na tab. IX., obr. 2, textobr. 2a—c, uložený v zbierkach Geol. ústavu D. Štúra, Bratislava, pod inv. č. 225.

L o c u s t y p i c u s : ružové krinoidové vápence na Kostelci, JV od Považskej Bystrice, stredné Slovensko, Západné Karpaty (ČSSR).

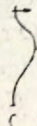
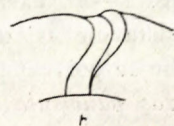
S t r a t u m t y p i c u m : bajós-bat, vrstvy s *Posidonia alpina* G r a s.

D e r i v a t i o n o m i n i s : podľa latinského pauci = chudobný, sulcatum = = brázdovaný.

M a t e r i á l : jedno úplné a štyri neúplné kamenné jadrá s čiastočne zachovanou rekryštalizovanou schránkou.

Rozmery v mm:

inv. č.	D	Šz	Vz	d
225	68,0	15,5	16,0	37,0
225a	28,0	7,7	5,5	15,0
225b	25,7	7,9	5,4	12,4
225c	16,6	5,2	—	7,8



Textobr. 2a—c.

D i a g n ó z a : schránka je pomerne veľká, planišpirálne vinutá, evolútna, serpentikonná. Prierez závitov je spočiatku kruhovitý, neskoršie na poslednom závite zaoblene lichobežníkovitý. Na závite sú dve ryhy, ktoré majú smerom k ústiu nízky val. Povrch závitov je hladký.

P o p i s : schránka je pomerne veľká, serpentikonná, evolútna. Závitý narastajú pravidelne; ontogeneticky najmladšie závitý (do priemeru približne 18 mm) majú prierez kruhovitý, ďalej potom pozvoľna prevláda výška závitú nad šírkou (posledný zachovaný závit je len o 3,1 mm vyšší ako širší). Objímavosť závitov je malá a pohybuje sa v medziach $\frac{1}{7}$ až $\frac{1}{16}$ celkovej výšky posledného závitú. Prierez posledného zachovaného závitú je lichobežníkový (viď textobr. 2a). Ventrálnu časť tvorí sploštený oblúk, ktorý plynule prechádza do plochých bokov závitú, ktoré sa smerom k ventrálnemu okraju zbiehajú a plynule prechádzajú do umbilikálnej stienky, ktorá s rovinou súmernosti zvierá ostrý uhol. Umbilikálna hrana je nezreteľne zaoblená. Umbilikus je široký a plytký. Celkový počet zachovaných závitov je 6—7, ich povrch je hladký. Na poslednom zachovanom

závite (?-poslednom) sú spočiatku jemné, neskoršie zhrubnuté sigmoidálne prehnuté prírastkové ryhy (viď textobr. 2c); okrem toho sú na závitoch brázdy — sulci, počínajúc tretím závitom (počítajúc od počiatkovej komôrky), ktoré majú ten istý priebeh ako prírastkové ryhy. Na závitoch sú rozmiestené v tomto poriadku:

poradie závitu	počet brázdičiek
3	1
4	1
5	2
6	2
7	1 ? 2.

Brázdy sú spočiatku slabé, nezreteľné, voči valu v pozadí (= „límček“ I. V. Beznosova, 1958). Orientácia brázd je u ontogeneticky mladších i starších jedincov rovnaká, t. j. prorsiradiátna. Ontogeneticky staršie brázdy sú hlbšie a val majú oveľa väčší (viď textobr. 2b). Priehradková línia sa nezachovala.

Poznámky a vzťahy: Orbigny (1846, tab. 129, fig. 12, 13) vyobrazuje exemplár *Ammonites pygmeus* (*Nannolytoceras pygmenum* Orb.), ktorý asi predstavuje nedospelé štádium; preto sa nevedelo, či znaky preň charakteristické sú znakmi druhu. V roku 1923 vyobrazil S. Buckman (tab. CCCXXIII, fig. 1—3) exemplár, ktorý označil ako *Nannolytoceras pygmeum* (Orb.) a predstavuje asi dospeljšieho jedinca ako Orbignyho kus; preto pri diagnóze mali by sa požívať jeho charakteristické znaky.

Nannolytoceras paucisulcatum n. sp. sa odlišuje od doteraz určených druhov hlavne lichobežníkovým prierezom posledného závitu a počtom brázd na závite (max. 2). Ranné ontogenetické štádiá nášho druhu sa dajú len ťažko odlišiť od *Nannolytoceras pygmeum* (Orb., 1846), ktorý sa od nášho druhu líši predovšetkým tým, že prierez závitu má tvar zaobleného obdĺžnika.

Nannolytoceras subovale Buckman sa od nášho druhu líši širokoeliptickým prierezom závitu so sploštenou ventrálnou časťou, *Nannolytoceras subquadratum* Beznosov zas zaokrúhlene štvorcovým prierezom závitu s hrubými prírastkovými líniami a málo prehnutými mohutnými valmi. *Nannolytoceras ilanense* (Stremoukhoff, 1923) je zas menší, má zaoblené štvorcové prierezy závitu a na závite má tri ryhy.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty — lokalita Kostelec.

Stratigrafické rozptätie: bajós-bat, vrstvy s *Posidonia alpina* Gra s.

Morphoceras kostelecense n. sp.

tab. X, obr. 3, 4, text. obr. 3, 4

H o l o t y p : jedinec vyobrazený na tab. X, obr. 3, uložený pod číslom 212 (v paleontologických zbierkach odd. mezozoika na Geol. ústave D. Štúra).

L o c u s t y p i c u s : ružové krinoidové vápence na Kostelci, JV od Považskej Bystrice, stredné Slovensko, Západné Karpaty (ČSSR).

S t r a t u m t y p i c u m : bajós-bat, vrstvy s *Posidonia alpina* G r a s.

D e r i v a t i o n o m i n i s : podľa klasickej lokality Kostelec, nálezisko skameneliny.

M a t e r i á l : neúplné kamenné jadro.

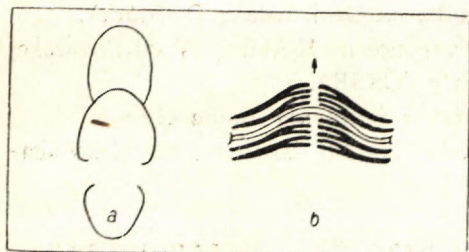
R o z m e r y v m m : D 43,0; D₁ 26,4 — SZ 12,0; Šz₁ — Vz 14,0; Vz₁ 14,0 — d 20,0; d 3,4 (D₁, Šz₁ znamenajú rozmery involútnej časti).

D i a g n ó z a : Schránka je malá, spočiatku involútne, neskoršie konvolútne. Involútne časť závitov je širšia než konvolútne. Povrch závitov je pokrytý vidličkovito sa vetviacimi rebrami (od začiatku ventrálnej tretiny výšky závitov). Ventrálna časť závitov má výrazný kýlový pásik. Na závitoch sú štyri silne prorsiradiálne orientované brázdy. Priehradková línia: druhotné ventrálne sedlo má výrez v podobe plytkého V; prvé laterálne sedlo je väčšie než druhé.

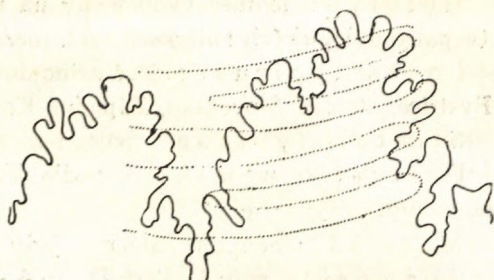
P o p i s : Schránka je malá, planišpirálne vinutá, spočiatku involútne, neskoršie konvolútne. Závitov spočiatku rastú rýchlo a silne sa objímajú. Výška a šírka závitov sú rovnaké, takže jeho prierez je zaoblene eliptický (textobr. 3a). Ventrálna časť závitov tvorí krátky oblúk, ktorý plynule prechádza do silne klenutých bokov závitov. Prechod do umbilikálnej stienky je vyznačený zaoblenou umbilikálnou hranou. Umbilikálna stienka je krátka a kolmo orientovaná na rovinu súmernosti schránky; umbilikus je úzky. Od celkového priemeru 24,5 mm sa schránka začína „rozvíňovať“ a stáva sa konvolútne. Posledný zachovaný závit len z jednej štvrtiny prekrýva predchádzajúci. Prierez závitov je eliptický. Ventrálnu časť závitov tvorí krátky oblúk, ktorý plynule prechádza do bokov závitov, mierne klenutých a plynule prechádzajúcich do umbilikálnej stienky, ktorá je šikmá. „Umbilikus“ je široký a plytký.

Povrch závitov je pokrytý prorsiradiálne orientovanými, vidličkovito sa vetviacimi rebrami (textobr. 3b), ktoré začínajú na umbilikálnej hrane. K vetveniu dochádza na začiatku ventrálnej tretiny výšky závitov. Na ventrálnej časti závitov sú rebrá prerušené 1 mm širokým kýlovým pásikom. Po vetvení sú rebrá približne o polovičku tenšie. Na závitoch sú aj brázdy, začínajúce na umbilikálnej hrane a idúce cez celú výšku závitov až na druhú stranu závitov, kde končia na umbilikálnej hrane. Brázdy sú spočiatku orientované tak ako rebrá. Na začiatku ventrálnej tretiny sa však ohýbajú prudko dopredu a presekávajú rebrá. Počet rýh na závitoch je 4.

Priehradková línia (textobr. 4). Ventrálny lalok je rozdelený druhotným ventrálnym sedlcom (vo tvare plytkého V). Prvé laterálne sedlo je dosť veľké, nie je však hlboko zarezávané. Akcesorické laloky sú hlboko členené, druhé sedlo je nižšie.



Textobr. 3a-b.



Textobr. 4.

Poznámky a vzťahy: druh *Morphoceras macrescens* (Buckman, 1923) odlišuje sa od druhu *Morphoceras kostelecense* celkovo väčšou schránkou. Evolútna časť závitov má eliptický prierez a 2-?3, takmer rovnobežne s rebrami orientované brázdy. Okrem toho u *M. macrescens* rebrá na ventrálnnej časti závitov vzájomne alternujú, takže kýlový pásik chýbuje. Rebrá sa vetvia na 3 až 4 z počiatočného krátkeho a pomerne hrubého kmeňa.

Druh *Morphoceras multiforme* Arkell sa od nášho druhu líši tým, že nemá evolútnu časť závitov; je iba involútny. Ryhy (5-6) na závitoch sú takmer rovné a presekávajú rebrá, ktoré sa z krátkeho kmeňa vetvia na dvojce. Na ventrálnnej strane závitov vzájomne alternujú, takže kýlový pásik chýbuje. Zdá sa, že J. W. Arkell popísal asi nedospelého jedinca, ktorý má vyvinutú len involútnu časť závitov; všetky ostatné morfocerasy majú totiž vyvinutú aj evolútnu časť závitov.

Geografické rozšírenie: Západné Karpaty, lokalita Kostelec.

Stratigrafické rozptätie: bajós-bat, vrstvy s *Posidonia alpina*.

Porovnanie jury kosteleckého vývoja s manínskou a chočskou sériou

Zaradovanie jurských hornín, budujúcich bradlá pri Kostelci, Vrchteplej a Súlove sa niekoľkokrát menilo. D. Andrusov (1931) chápal bradlá raz ako súčasť manínskeho pásma, inokedy ako súčasť vyššieho subtatranského príkrova. Neskôr (1938, 1959 a 1960) označoval výskyty jury na zmienených lokalitách už ako kosteleckú (klapskú) sériu, ktorú z tektonického hľadiska interpretuje ako bradlá švajčiarskeho typu, predstavujúce trosky stredného alebo vyššieho subtatranského príkrova.

Štúdiom biostratigrafie manínskej a chočskej série a bradiel kosteleckého typu (na lokalitách pri Kostelci a Vrchteplej) a podrobným mapovaním dospel som

k názoru, že bradlá kosteleckého typu predstavujú asi iba jeden z vývojov manínskej série, ktorý možno označiť ako kostelecký.

Porovnaním vrstevných sledov jury manínskej a chočskej série s kosteleckým vývojom (viď tab. 1) vidíme, že každá z týchto sérií a kostelecký vývin majú isté svojské špecifické znaky. Spoločným znakom pre všetky 3 série a pre kostelecký vývin je plynkovodný ráz liasu. Pri podrobnejšom štúdiu zisťujeme však aj tu určité rozdiely; tak napr. prínos klastického materiálu (kremeňa) je hojný len v manínskej sérii s. s., v kosteleckom vývine je prínos menší ako v manínskej sérii.

Hlavné rozdiely medzi kosteleckým vývinom a sériou Rohatej skaly (t. j. chočskou) nachádzame však v doger-malme, kedy chočská séria má podstatne hlbší faciálny režim ako kostelecký vývin. O plynkovodnom režime v kosteleckom vývine svedčia tieto skutočnosti:

a) charakter sedimentácie; sedimenty (krinoidové vápence a kalové váp.) sú svetlých farieb, slabo spevnené až rozpadavé a obsahujú pomerne hojne roztrúsené zrníčka glaukonitu, čo je charakteristickým znakom prahovej sedimentácie;

b) v spoločenstve organizmov prevahu majú bentické organizmy — brachiopódy a koloniálne krinoidey — ktoré vyžadujú plytké, dobre vetrané dno s teplou vodou. Že takéto prostredie v prípade Kostelca existovalo, svedčí veľké množstvo týchto organizmov. V kalových vápencoch kalov-oxfordu našli sme aj zástupcov bentosu — ježovky.

K priradeniu kosteleckého vývinu k manínskej sérii ma priviedol: a) predovšetkým plynkovodný charakter jury kosteleckého vývinu; b) bradlá pri Kostelci a Vrchteplej (Okrúhle) sú obalené manínskym albom, s ktorým sú pravdepodobne geneticky späté. V podobnej pozícii vystupuje i bradlo Klape (A. Began, 1962); c) výskyt bradiel kosteleckého typu je podmienený dvoma systémami zlomov: zlomy JZ—SV smeru s úklonom k juhu obmedzujú hlavné výskyty jury kosteleckého vývinu zo severu. Druhý systém zlomov má smer S ∇ —JV; takýto zlom prebieha cez Veľký Manín (približne v polovičke), pokračuje smerom na západný okraj Drieňovky, ďalej ku Kostelcu, odkiaľ ide až ku Vrchteplej. Tento zlom obmedzuje výskyty kosteleckých bradiel smerom od západu.

Geologický ústav D. Štúra,

Lektorovala dr. V. Kollarová-Andrusovová.

Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1931: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech. Rozpr. SGÚ VI, Praha. — [2] Andrusov D., 1938: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech. III. Tektonika. Rozpr. SGÚ IX, Praha. — [3] Andrusov D., 1959: Geológia Československých Karpát II, Vyd. SAV, Bratislava. — [4] Andrusov D. — Scheibner E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii

bradlového pásma medzi Vlárrou a Tvrdošínom. Geol. sbor. XI/2, Bratislava. — [5] Arkell J. W., 1955: English Bathonian Ammonites, Part V. London. — [6] Arkell J. W., 1957: Treatise on Invertebrate Paleontology. Introduction to mesozoic Ammonoidea, London. — [7] Begán A., 1962: Niektoré nové poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. Geol. Práce, Zošit 62, Bratislava. — [8] Beznosov N. V., 1958: Jurskije ammonity Severnogo Kaukaza i Kryma: Phylloceratina i Lytoceratina. Gostoptechizdat, Leningrad. — [9] Buckman S. S., 1887—1907: Monograph of the ammonites of the Inferior Oolite Series. Paleontogr. Soc. London. — [10] Buckman S. S. 1909—1930: Type ammonites. London. — [11] Haas O., 1912—1913: Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol I.—II. Beitr. zur Geol. u. Pal. Österr.-Ung. u. d. Orients, Wien. — [12] Kudernatsch J., 1852: Die Ammoniten von Swinitza. Abhandlungen d. geol. Reichsanstalt Bd. I, Wien. — [13] MaheI M., 1962: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000 list Žilina. Geofond-vydavateľstvo, Bratislava. — [14] Meneghini J., 1867—1881: Monographie des Fossiles du calcaire rouge Ammonitique (Lias supérieur). Paleontologie Lombarde, Milan. — [15] Orbigny A., 1842—1851: Paléontologie française: Terrains jurassiques. I. Cephalopoda, Paris. — [16] Rakús M., 1961: Zpráva o biostratigrafickom výskume mezozoika na listoch: Beluša, Pružina, Považská Bystrica. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [17] Rakús M., 1962: Amonity červených hlúznatých vápencov manínskej série. Geol. práce, Zprávy 24, Bratislava. — [18] Štúr D., 1860: Bericht über die geol. Übersichtsaufnahme d. Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, XI, Wien. — [19] Zittel K., Bemerkungen über Phylloceras taticum Pusch sp. und einige andere Phylloceras-Arten. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt XIX, Wien.

MILOŠ RAKÚS

ZUR BIOSTRATIGRAPHIE DER JURA-SCHICHTEN IN DER KOSTELECEK KLIPPE

Im vorliegenden Artikel wird die Feinstratigraphie der Jura-Schichten in der Kosteceker Klippe auf Grund der Ammonitenfauna behandelt. Neben den Ammoniten fanden wir da auch Brachiopoden und Bivalvien. Von den Ammoniten konnten wir folgende Arten identifizieren: *Calliphylloceras disputabile* (Zittel 1869), *Partschiceras anonymum* (Haas 1913), *Nannolytoceras paucisulcatum* n. sp. und *Morphoceras kostelecense* n. sp. Im nachfolgenden wollen wir die Beschreibung der zwei neuen Arten eingehend wiedergeben.

Auf Grund der eingehenden vergleichenden Studien der Maníner, Kosteceker und Chočer Jura-Schichten, bin ich der Meinung, dass der Jura der Kosteceker Klippe als ein Bestandteil der Maníner Serie in einer eigenartigen Entwicklung zu betrachten ist.

Nannolytoceras Buckman 1905

Nannolytoceras paucisulcatum n. sp.

Abbildung auf Taf. IX, Fig. 2, Textbild 2a-c

Holotypus: Exemplar auf der Taf. IX/2, Textbild 2, deponiert in den Sammlungen des Geologischen Institutes D. Štúr zu Bratislava, unter Inv. No 225.

Locus Typicus: rosarote Crinoidenkalke bei Kostelec, SE von der Stadt Považská Bystrica in der Mittelslowakei (Westkarpaten).

Stratum typicum: Bajocien — Bath, die Schichten mit *Posidonia alpina* Gras.

Derivatio nominis: nach Lateinischem pauci — arm, sulcatum — gefurcht.

Material: ein vollständiger und vier unvollkommene Fossilkerne mit dem teilweise erhaltenen rekristallisierten Gehäuse. Dimensionen in mm:

Inv. Nr.	L	Bh	Hh	Lv
225	68,0	15,5	16,0	37,0
225a	28,0	7,7	5,5	15,0
225b	25,7	7,9	5,4	12,4
225c	16,6	5,2		7,8

Diagnosis: Gehäuse ziemlich gross, planispiral gewölbt, evolut; Windungen anfangs kreisförmig, später bei der letzten Windung abgerundet trapezförmig. Auf der Windung sind zwei Rillen, die Oberfläche der Windungen ist glatt.

Beschreibung: Gehäuse ziemlich gross, evolut. Die Windungen wachsen regelmässig in die Höhe und Breite an. Ontogenisch jüngste Windungen (bis zu 18 mm im Querschnitt) sind kreisförmig, dann wird die Windungshöhe immer grösser als die Breite; bei der letzten erhaltenen Windung beträgt dieser Unterschied nur etwa 3,1 mm. Die Umarmung der Windungen ist ziemlich gering und schwankt bis zu $1/7-1/16$ der Gesamthöhe der letzten Windung, die einen trapezförmig abgerundeten Querschnitt hat. Die Ventralseite bildet einen zusammengedrückten Bogen, der flüssig in die Windungsfalten übergeht. Diese sind flach und laufen dem Ventralrand zu zusammen. Die Umbilicus-Kante ist undeutlich, stark abgerundet; Umbilicus breit und flach. Die Gesamtzahl der Windungen beträgt 6-7. Auf der letzten (? erhaltenen) Windung sind anfangs feine, später stärkere Sigmoidalrillen (Textbild 2 c) und auch Furchen (sulces), die etwa auf der dritten Windung einsetzen (von der Anfangskammer zählend) und mit den Rillen gleich verlaufen. Auf den Windungen sind Furchen folgendermassen verteilt:

Windung Nr.	Zahl der Furchen
3.	1
4.	1
5.	2
6.	2
7.	1-2

Die Furchen sind anfangs fein, undeutlich, ontogenetisch jüngere und ältere sind gleich (prosradiat) orientiert. Die älteren Furchen sind tiefer und besitzen einen viel grösseren Randwulst. Die Lobenlinien sind nicht erhalten.

Bemerkungen und Beziehungen: Orbigny (1846, Taf. 129, Frig. 12, 13) veröffentlicht die Abbildung eines Exemplars, das er als *Ammonites pygmeus* [*Nannolytoceras pygmeum* (Orb.)] bezeichnete. Dieses Exemplar stellt wahrscheinlich nur ein jüngeres Stadium dar; deshalb hat man nicht gewusst, ob seine Merkmale auch typische Merkmale der Art sind. Später hat S. Buckmann (Taf CCCXXIII, Fig. 1-3) ein Exemplar abgebildet, das er als *Nannolytoceras pygmeum* Orb. nannte. Es dürfte sich um ein reiferes Individuum als bei Orbigny handeln; man sollte daher die charakteristischen Merkmale dieses Exemplars gebrauchen.

Unsere Art *Nannolytoceras paucisulcatum* n. sp. unterscheidet sich durch zwei charakteristische Merkmale von den übrigen Arten: 1. durch einen abgerundeten trapezförmigen Querschnitt der tezen Windung und 2. durch die Furchenzahl auf einer Windung, die nie mehr als 2 beträgt. Das junge ontogenetische Stadium unserer Art ist von *Nannolytoceras pygmeum* (Orb. 1846) kaum zu unterscheiden (lediglich dadurch, dass der Querschnitt der letzten Windung bei *N. pygmeum* die Form eines abgerundeten Oblongs hat).

Nannolytoceras subovale S. Buckmann 1922 hat (gegenüber unserem Exemplar) einen breitelliptischen Querschnitt der Windung, mit verflachtem Ventralteil, *Nannolytoceras sub-*

quadratum Beznosov (1958) wiederum einen abgerundeten quadratischen Windungsquerschnitt mit groben Zuwachslinien und wenig gebogenen mächtigeren Erhebungen. *Nannolytoceras ilanense* (Stremoukhoff 1923) ist viel kleiner, mit abgerundetem quadratischem Windungsquerschnitt und mit je drei Furchen auf einer Windung.

Geographische Verbreitung: Westkarpaten — Fundört Kostelec.

Stratigraphische Verbreitung: Bajocien- Bath, Schichten mit *Posidonia alpina* Gras.

Morphoceras H. Douvillé 1880

Morphoceras kostelecense n. sp.

Taf. X, Fig. 3, Textbild 3, 4

Holotypus: Exemplar auf der Taf. X, Fig. 3, deponiert unter der Inv. No. 212/GUDŠ in den Sammlungen des Geologischen Institutes D. Štúr, zu Bratislava, ČSSR.

Locus typicus: rosarote Crinoidenkalke in Kostelec, SE von der Stadt Považská Bystrica, Mittelslowakei (Westkarpaten).

Stratum typicum: Bajocien- Bath, Schichten mit *Posidonia alpina* Gras.

Derivation nominis: nach dem klassischen Fundorte der Art — Kostelec.

Material: ein unvollkommener Fossilkern.

Dimensionen:

L 43,0 Bh 12,0 Hh 14,0 Lv 20,0

L₁ 26,4 Bh₁ Hh₁ 14,0 Lv 3,4

Diagnosis: Gehäuse klein, anfangs involut, später konvolut. Die involuten Windungsteile sind breiter als die späteren. Die Oberfläche der Umgänge ist mit dichotominierenden Rippen versehen, die am Anfang des ventralen Drittels der Windungshöhe einsetzen. Am ventralen Teil befindet sich ein ausgeprägter kielförmiger Streifen. Auf der Windung sind vier prorsiradiat orientierten Furchen. Der sekundäre Ventrialsattel ist in Form eines flachen V ausgeschnitten, der erste Ventrialsattel ist grösser als der zweite.

Beschreibung: Das Gehäuse ist klein, planispiral gewölbt, anfangs involut, später konvolut. Die Windungen wachsen anfangs sehr rasch. Die Windungshöhe und -breite sind gleich, so dass der Windungsquerschnitt elliptisch abgerundet ist (Textbild 3a). Der ventrale Windungsteil bildet einen kurzen Bogen, der flüssig in die stark gewölbten Windungsflanken übergeht. Der Übergang in die Umbilicalwand ist durch eine abgerundete Umbilicalkante aufgezeichnet. Der Umbilicus ist sehr schmal. Etwa bei 24,5 mm des Durchmessers wird die Schale immer mehr konvolut und die Windung löckerer. Der letzte erhaltene Umgang überdeckt nur etwa 1/4 des vorletzten Umganges. Der Windungsquerschnitt ist elliptisch, die Umbilicalwand diagonal. Der Umbilicus ist breit und flach.

Die Umgänge sind mit prorsiradiat orientierten, gabelig dichotominierenden Rippen versehen, welche auf der umbilicalen Kante einsetzen (Textbild 4). Zu ihrer Dichotomierung kommt es etwa anfangs des Ventraldrittels der Windungshöhe. Im ventralen Teil sind die Rippen durch einen etwa 1 mm breiten kielförmigen Streifen unterbrochen. Nach der Abzweigung werden die Rippen etwa um die Hälfte dünner. Die Furchen verlaufen von der umbilicalen Kante ununterbrochen um den ganzen Umgang, wobei sie anfangs gleich mit den Rippen orientiert sind. Etwa am Beginn des Ventraldrittels biegen sie sich plötzlich nach vorne um und durchschneiden die Rippen. Auf einem Umgang sind 4 Rillen.

Die Lobenlinie (Textabb. 4). Der Ventrallobus ist durch einen sekundären Sattel (in Form eines seichten V) zerteilt. Der erste Lateralsattel ist ziemlich gross, aber nicht sehr tief eingeschnitten. Die akzessorischen Loben sind tief gegliedert, der zweite Sattel niedriger.

Bemerkungen und Beziehungen. Die Art *Morphoceras macrescens* (S. Buckman 1925) unterscheidet sich von unserer Art durch folgende Merkmale: im allgemeinen ist sie grösser; der evolute Windungsteil ist hochelliptisch. Sie hat 2—3 fast gleich mit den Rippen orientierte Furchen. Die Rippen alternieren gegenseitig an der Ventralseite der Umgänge, so dass bei dieser Art der kielförmige Streifen fehlt. Die Rippen dichotomieren von einem kurzen und verhältnissmässig dicken Anfangsstamme in drei bis vier Zweige.

Auch die Art *Morphoceras multiforme* unterscheidet sich von unserer Art vor allem dadurch, dass bei ihr der evolute Teil der Umgänge fehlt; entwickelt ist nur der involute Teil. Die Furchen, auf einem Umgang je 5—6, sind fast geradlinig und schneiden die Rippen durch. Die Rippen gehen in zwei Zweige auseinander; auf der Ventralseite alternieren sie, so dass der kielförmige Streifen fehlt. Bei dieser Gelegenheit drängt sich die Frage auf, ob J. W. Arkell (1955) in seiner erwähnten Arbeit vielleicht nicht ein jüngeres Individuum beschrieben hatte, bei dem nur der involute Teil der Umgänge entwickelt ist. Bei den übrigen *Morphoceras*-Formen ist nämlich auch der evolute Teil vorhanden.

Geographische Verbreitung: Westkarpaten, Fundort Kostelec.

Stratigraphische Verbreitung: Bajocien — Bath, die Schichten mit *Posidonia alpina*.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Vysvetlivky k tab. IX—X

Tab. IX

Obr. 1. *Partschiceras anonymum* (Haas, 1913), ružové krinoidové vápence s *Homeorhynchia acuta*. — Obr. 2. *Nannolytoceras paucisulcatum* n. sp. holotyp, inv. č. 212 — GÜDŠ-M.

Tab. X

Obr. 1. *Callyphylloceras disputabile* (Zittel 1869), béžové kalové vápence. — Obr. 2. *Nannolytoceras paucisulcatum* n. sp. — vnútorné (ranne ontogenetické) závitý s brázdičkami (sulces), ružové krinoidové vápence s *Posidonia alpina* Gr. — Obr. 3. *Morphoceras kostelecense* n. sp. holotyp, inv. č. 225—GÜDŠ-M; vonkajšie a vnútorné závitý. Zreteľne vidno rozdielny stupeň vnutia vnútorných i vonkajších závitov a brázdy. Ružové krinoidové vápence. — Obr. 4. *Morphoceras kostelecense* n. sp., vnútorné závitý s brázdičkami.

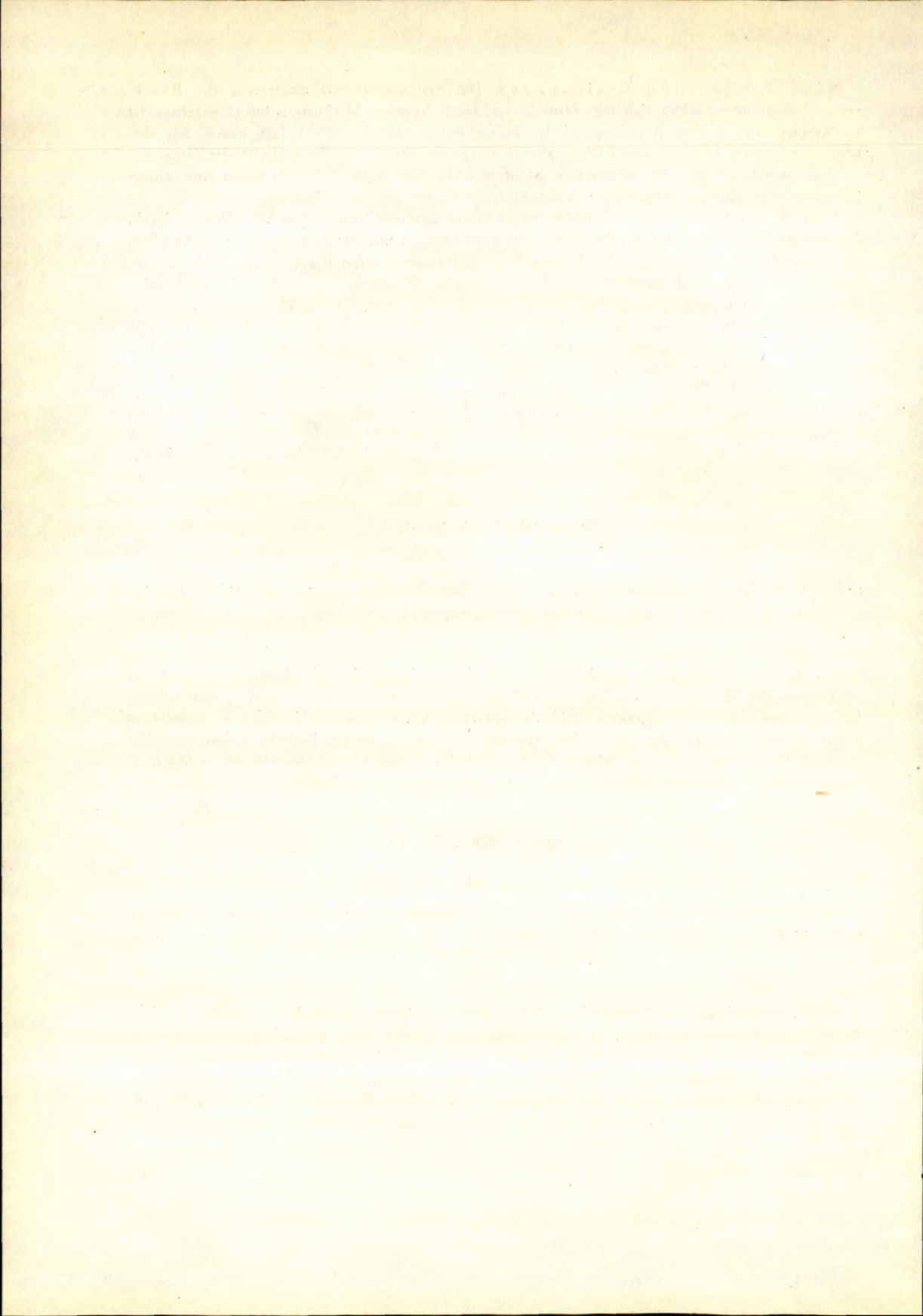
Erläuterungen zu den Tafeln IX—X

Taf. IX.

Abb. 1. *Partschiceras anonymum* (Haas 1913), rosarote Crinoidenkalke mit *Homeorhynchia acuta*. — Abb. 2. *Nannolytoceras paucisulcatum* n. sp., Holotypus — Inv. Nr. 212 — Geol. Institut D. Štúr, Bratislava.

Taf. X.

Abb. 1. *Callyphylloceras disputabile* (Zittel 1869), rosige Schlammkalke. — Abb. 2. *Nannolytoceras paucisulcatum* n. sp. — innere (frühontogenetische) Umgänge mit Furchen (sulces); rosarote Crinodidenkalke mit *Posidonia alpina*. — Abb. 3. *Morphoceras kostelecense* n. sp. — Holotypus, Inv. Nr. 225 — GÜDŠ-M, die inneren und äusseren Umgänge; deutlich verschiedene Windungsart der inneren und äusseren Umgänge. Rosarote Crinoidenkalke. — Abb. 4. *Morphoceras kostelecense* n. sp. innere Umgänge mit Rillchen.



MILOŠ RAKÚS

FAUNA AMONITOV Z ČERVENEJ MAGURY

Pri výskumných prácach v oblasti Červenej Magury (JJV od Ružomberka) našli sme v sivých zrnitých vápencoch na úpätí SZ zrázov Červenej Magury pomerne hojnú faunu amonitov a bivalvií, ktoré nám umožňujú stratigraficky presnejšie začleniť tieto vápence. Petrograficky sú vápence dosť pestré (Kulmanová in MaheI 1961), prevažne sivých farieb, hrubo lavicovité až masívne, celistvé až zrnité. Miestami prechádzajú do „lumachelových“ vápencov z posidónií a drobných hladkých amonitov. Vo vyšších polohách sa nepravidelne prelínajú s ružovými, celistvými. Pestré vápence sa vyskytujú hlavne vo vyšších partiách (v balvane spadnutom z vrchnej časti brál sme našli oxfordské amonity). Smerom do nadložia prechádzajú tieto vápence pravdepodobne do komplexu ružových až béžových vrchnomalmských vápencov. Celková mocnosť vápencového komplexu sa pohybuje medzi 150—200 m.

Partschiceras sp. (?)

Materiál: 15 kamenných jadier s čiastočne zachovalou rekryštalizovanou schránkou.

Rozmery (v mm):

Inv. č.	D	Vz	Šz	d
205	19,0	10,7	7,4	—
206	18,6	10,5	7,3	—
207	18,6	11,3	7,8	—
210	18,0	11,2	9,6	—
203	17,4	10,2	8,6	—

Popis: Schránka je malá, planišpirálne vyvinutá, involútna. Závity narastajú rýchlo a pravidelne, do výšky (i u mladých ontogenetických štádií) rýchlejšie

než do šírky. Rozdiel medzi šírkou a výškou nie je však veľký. Závity sú značne „objímavé“. Prierez posledného zachovaného závitú býva široko eliptický. Ventrálnu časť závitú tvorí krátky oblúk, ktorý plynule prechádza do bokov závitú, ktoré sú tiež silne klenuté a plynule prechádzajú do umbilikálnej stienky. Umbilikus je veľmi úzky, štrbinovitý. Povrch ontogeneticky najmladších závitov je hladký. Neskoršie (asi pri priemere schránky 17 mm) sa objavujú jemné prírastkové čiary. Ústie a priehradková línia sa nezachovali.

Výskyt: sivé „lumachelové“ vápence série Červenej Magury

Stratigrafické rozpätie: bat

Tysanolytoceras adeloides (K u d e r n a t s c h, 1852)

tab. XI, fig. 6

Materiál: 4 neúplné kamenné jadrá s čiastočne zachovanou pôvodnou ozdobou schránky. Exempláre z Červenej Magury sa zhodujú s originálnym popisom a vyobrazením K u d e r n a t s c h a (1852, p. 9, tab. 2, fig. 14–16).

Výskyt: sivé „lumachelové“ vápence série Červenej Magury

Stratigrafické rozpätie: bat

Lissoceras (Lissoceras) psilodiscum, (S c h l ö n b a c h, 1865)

tab. XI, fig. 2, 2a, 3

1945 *Lissoceras psilodiscus* (S c h ö n b a c h) Andrusov: Geol. výsk. etc. p. 15.

Materiál: 2 kamenné jadrá s čiastočne zachovanou kalcifikovanou schránkou.

Rozmery (v mm): D: 29, 3 a 33,5; Vz: 14,8 a 18,0; Šz: 9,0 a 11,0; d: 5,3 a 6,0

Popis: Schránka je malá, planišpirálne vinutá, konvolútna. Závity (ontogeneticky najmladšie) sú spočiatku pomerne evolútne, postupne sa však stávajú konvolútné. Prierez posledného zachovaného závitú je eliptický. Ventrálnu časť závitú tvorí krátky oblúk, ktorý plynule prechádza do bokov závitú, mierne klenutých. Umbilikálna hrana je silne zaoblená; umbilikálna stienka kolmo orientovaná na rovinu súmernosti. Umbilikus je malý a plytký, povrch závitov hlboký. Priehradková čiara je len čiastočne zachovaná, ale ventrálny lalok sa nezachoval. Prvé laterálne sedlo je len sčasti zachované, druhé je hlboko zarezávané a vyššie než prvé. Celkovým charakterom priehradková čiara nášho jedinca pripomína vyobrazenie J. W. A r k e l l a (1957, fig. 315, 1c) a exempláre z Červenej Magury zhodujú sa s týmto vyobrazením; majú však o niečo širší prierez závitú ako Arkellov jedinec. *Lissoceras volutense* (O p p e l, 1865) sa od nášho druhu odlišuje plochejšou a väčšou schránkou, kým *Lissoceras (Lissoceratoides) erato* (O r b i g n y, 1950) má evolútnejšiu a väčšiu schránku.

Výskyt: sivé „lumachelové“ vápence série Červenej Magury, pod bralami

Stratigrafické rozpätie: bat

Perisphinctes cf. aeneas Gemmellaro, 1877

tab. XI, fig. 5

Materiál: jedno neúplné kamenné jadro.

Popis: Schránka je strednej veľkosti, planišpirálne vinutá, evolútna. Závitý rastú pravidelne a pomaly. Ontogeneticky mladšie závitý majú výšku a šírku závitú približne rovnakú, takže postupne sú závitý vyššie. Prierez posledného závitú je zaoblene lichobežníkovitý. Ventrálnu časť závitú tvorí krátky oblúk, ktorý plynule prechádza do plochých bokov závitú, ktoré sa smerom k ventrálnemu okraju zbiehajú. Umbilikálna hrana je zaoblená, umbilikálna stienka krátka a kolmo orientovaná na rovinu súmernosti schránky. Závitý sú málo „objímavé“. Umbilikus je široký a plochý. Povrch závitov pokrývajú husté jemné rebierka, ktoré začínajú na umbilikálnej hrane a prechádzajú cez celú výšku závitú kolmo do stredú schránky, alebo sú mierne prorsiradiátne. Vo ventrálnnej tretine sa vidličnato vetvia, pričom majú tú istú hrúbku ako pred rozvetvením. Bez prerušenia prechádzajú na druhú stranu závitú.

Poznámky a vzťahy: Exemplár z lokality Červená Magura sa zhoduje s popisom a vyobrazením druhu ako ho podáva P. Dorn (1930, p. 138, t. 8, fig. 1,3, t. 9, fig. 2,5). Okolo druhu *P. aeneas* grupuje sa celá skupina „perisfinktov“, ktoré majú takmer zhodne formované rebrá i celkový vzhľad. Jednotlivé druhy spoľahlivo odlíšiť môžeme len podľa priehradkovej línie a tvaru prierezu závitov.

Výskyt: sivé až (miestami) ružové vápence série Červenej Magury. Balvan spadnutý z vrcholových skál

Stratigrafické rozpätie: spodný malm — oxford

Perisphinctes cf. plicatilis (Sowery, 1821)

tab. XI, fig. 4

Materiál: 3 neúplné kamenné jadrá. Sú to časti závitov, na ktorých sú zachované vetviace sa rebrá, dosť hrubé, kolmo orientované k stredú schránky. Pri ventrálnom okraji schránky sa vetvia vo dvoje, alebo i troje a bez prerušenia prechádzajú na druhú stranu závitú. Exempláre z Červenej Magury sa podobajú druhu vyobrazenému P. Dornom (1930, tab. 6, fig. 1).

Výskyt: sivé až ružové vápence série Červenej Magury

Stratigrafické rozpätie: spodný malm — oxford

Stratigrafické uzávery

Komplex sivých lumachelových vápencov série Červenej Magury začleňoval J. Koutek (1930, p. 464) s (?) k malmu. Na základe amonitov a bivalvií radíme ich dnes k bajós-oxfordu. Detailnejšie členenie sa nám nepodarilo pre neprístupnosť skalných stien. Je však pravdepodobné, že v komplexe skalných stien sú vyvinuté všetky horizonty dogeru a malmu.

Zoznam doposiaľ nájdených skamenelín v sérii Červenej Magury:

sivé „lumachelové“ vápence (pod skalami pri jaskyni)

Partschiceras sp.; bat

Tysanolytoceras adeloides (Kudernatsch, 1852); bat

Lissoceras (*Lissoceras*) *psilodiscum* (Schlönbach, 1865); bat

Posidonia alpina Grass, 1852; bajós-kalov

Variamusium pumillum Lamarck, 1819; bajos

Entolium cf. *denissum* (Phillips, 1829); bajos-kimeridž

Pedalion sp. (bivalvie určila prof. M. Kochanová)

sivé a ružové vápence (balvan spadnutý z brál):

Perisphinctes cf. *aeneas* Gemmellaro, 1877; oxford

Perisphinctes cf. *plicatilis* (Sowerby, 1821); oxford

Lektoroval doc. dr. M. M a h e l.

MILOŠ RAKÚS

DIE AMMONITENFAUNA VOM GEBIRGE ČERVENÁ MAGURA

Während der Forschungsarbeiten im Gebirge Červená Magura (Mittelslowakei) haben wir eine reiche Ammonitenfauna und Bivalvien in den grauen körnigen Kalksteinen gefunden. Auf Grund der vorgefundenen Fauna konnte die stratigraphische Stellung dieser Kalke näher bestimmt werden, und zwar auf Bajos—Oxford.

Es wurden da folgende Faunenarten festgestellt: *Partschiceras* sp., *Tysanolytoceras adeloides* (Kudernatsch 1852), *Lissoceras* (*Lissoceras*) *psilodiscum* (Schlönbach 1865), *Posidonia alpina* Grass 1852, *Variamusium pumillum* Lamarck 1819, *Entolium* cf. *denissum* (Phillips 1829).

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Záp. Karpatoch IV—V. Práce ŠGÚ 13, Bratislava. — [2] Arkell J. W., 1957: Treatise on Invertebrate Paleontology. Introduction to mesozoic Ammonoidea. p. 81—437. — [3] Dorn P., 1930: Die Ammonitenfauna des untersten Malm der Frankenalb. Paleontographica sv. 73. — [4] Gemmellaro G., 1872—1882; Sopra alcune faune guiresi e liasiche della Sicilia (studi paleontologici). Palermo. — [5] Koutek J., 1931: Geologické štúdie na severozápade Nízkých Tater. Sborník ŠGÚ IX, Praha. — [6] Kudernatsch J., 1852: Die Ammoniten von Swinitza. Abhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. — [7] Lóczy L. jun., 1915: A villányi callovien-ammoniteszek monografiája. Geologica Hungarica, Budapest. — [8] Mahel M., 1961: Tektonik der zentralen Westkarpaten. Geolog. práce, Zošit 60, Bratislava. — [9] Orbigny A., 1840—1876: Paléontologie française: Terr. jurassique, Paris.

Vysvetlivky k tab. XI

1—1a *Partschiceras* ? sp., zväčš. 0,8×; 2—2a *Lissoceras* (*Lissoceras*) *psilodiscum* (Schlönbach 1865) zväčš. 0,3×; 3 — *Lissoceras* (*Lissoceras*) *psilodiscum* (Schlönbach) skutočná veľkosť; 4 — *Perisphinctes* cf. *plicatilis* (Sowerby 1821), skut. veľkosť, 5 — *Perisphinctes* cf. *aeneas* Gemmellaro 1877, skut. veľkosť; 6 — *Tysanolytoceras adeloides* (Kudernatsch) mierne zväčšené. Skameneliny boli pred fotografovaním poprášené chloridom amonným. Foto Vrbovský — Rakús.

ONDREJ SAMUEL

ZONÁRNE ČLENENIE PALEOGÉNNYCH SEDIMENTOV ZÁPADNÝCH KARPÁT NA ZÁKLADE PLANKTONICKÝCH FORAMINIFER

Abstrakt: Autor sa zaoberá zonárnym členením paleogénnych sedimentov Západných Karpát na základe planktonických foraminifer. Vymedzuje celkom 11 zón o vekovom rozsahu spodný paleocén (dán) — spodný oligocén. Jednotlivé zóny paralelizuje s obdobnými oblasťami mediteránneho pásma. V niektorých prípadoch porovnáva výskyty planktonických a veľkých foraminifer a snaží sa o koreláciu jednotlivých pásiem s medzinárodnou chronostratigrafickou stupnicou.

Úvod

Paleogén je na území Západných Karpát Slovenska zastúpený: vo vonkajšom flyšovom pásme, vo vnútornom magurskom pásme, v oblasti bradlového pásma, v oblasti vnútorných centrálnych Karpát (centrálnokarpatský paleogén) a na vnútornej strane karpatského oblúka (južný neflyšový vývin). Pri výskume týchto jednotiek sa stretávame s dvoma zásadne rozdielnymi typmi asociácií; prvý typ tvoria aglutinové foraminifery a viaže sa najmä na sedimentačnú oblasť vonkajšieho a vnútorného flyšového pásma. Pri druhom type ide výlučne, alebo prevažne o planktonické foraminifery, vyskytujúce sa hlavne v centrálnokarpatskom paleogéne, v paleogéne bradlového pásma a južného neflyšového vývinu. V dukelsko-užockej a magurskej jednotke je tento typ známy len z niektorých súvrství, aj to len sporadicky. Väčší význam má len v tzv. globigerinových slieňoch. Sedimenty študovanej oblasti miestami obsahujú bohatú planktonickú faunu, ktorá nám umožňuje vymedziť v rámci paleogénu niekoľko zón a uskutočniť pomerne presnú koreláciu jednotlivých faciálnych vývinov nielen v regionálnom meradle, ale aj so vzdialenejšími oblasťami, predovšetkým v mediteránnom pásme (S a m u e l 1963).

V tomto príspevku podávam charakteristiku jednotlivých zón, ich vzťah k stupňom a zónam z rôznych oblastí mediteránneho pásma.

Zóna *Globigerina compressa*

Hofker (1960) pripúšťa plynulý prechod z kriedy do paleocénu len miestami. Najspodnejší terciér s určitou identifikuje len v Dánsku a Holandsku, kým smerom južným predpokladá prerušenie sedimentácie a predlžovanie hiátu medzi

Korelačná tabuľka mikrostratigrafických zón

		ZÁP. KARPATY SLOVENSKA	MASLAKOVA 1955 VÝCH. KARPATY SSSR ¹	SUBBOTINA 1953 KAUKAZ	BOLLI 1953 TRINIDAD	LOEBLICH & TAPPAN 1957	GARTNER & HAY 1962	„GULF AND COASTAL REGIONS“ (SEV. AMERIKA)		HILLEBRANDT 1962	
EOCÉN	OLIGOCÉN SPODNÝ sannoiz	<i>Gl. postcretacea</i>	zóna chadumských foraminifér	zóna Bolivina	<i>Gl. ampliapertura</i>						
	VRCHNÝ wemmel bartón	<i>Gl. officinalis</i>		<i>Gs. conglobatus</i> - <i>A. rotundimarginata</i>	<i>Gr. cocoensis</i>						
		<i>Gs. index</i>	zóna veľkých globigerin		<i>Globigerapsis seminvoluta</i>						
	STREDNÝ lutet. s. vrchný spodný	<i>Gl. eoacaena</i>	zóna planktonných foraminifér	<i>A. crassaformis</i>	<i>Tr. rahri</i>						
		<i>T.(A) crassata - densa</i>	<i>Gr. crassaformis</i>		<i>P. mexicana</i>	<i>Gr. lehneri</i>					
SPODNÝ culis	<i>Gr. aragonensis - crater</i>	<i>Gr. aragonensis</i>	zóna konických globorotálií	<i>Globigerapsis kugleri</i>	<i>Gr. palmerae</i>						
PALEOCÉN	VRCHNÝ ilerd	<i>Gr. subbotinae- marginodentata</i>	<i>Gr. crassata</i>	<i>Gr. marginodentata</i>	<i>Gr. rex</i>	<i>Gr. rex</i>				cuisien	
		<i>Gr. aequa</i>		<i>Gr. crassata</i> a <i>A. intermedia</i>	<i>Gr. velascoensis</i>	podzóna velasco- ensis-acuta-spiralis				G	
	STREDNÝ mont. a thonet (b)	<i>Gr. pusilla pusilla</i>	<i>Gr. angulata</i> <i>Gl. trilaculinoides</i>	zóna rotaloidných globorotálií	<i>Gr. pseudomenardi</i>			zóna rex			F
		<i>T.(A) inconstans - praecursoria</i>			<i>Gr. pusilla pusilla</i>	podzóna pseudobulloides			podz. velasco- ensis-acuta- spiralis		
	SPODNÝ dán	<i>Globigerina com- pressa</i>		2	<i>Gr. uncinata</i>	zóna compressa -daubjergensis		podz. pseudo- bulloides			D
				<i>Gr. trinidadensis</i>			?			C	
										B	
										A	

1 - vnútorná antiklinálna zóna; 2 - v centrálnej časti sev. Kaukazu spod. paleocén = zóna *Gl. trivialis* a *A. inconstans*.

Gl. = Globigerina; *Gr.* = Globorotalia, *T.* = Turborotalia, *A.* = Acarinina, *Gs.* = Globigerinoides, *Tr.* = Truncorotaloides.

kriedou a paleogénom. Posledné výskumy však tento názor nepotvrdzujú, lebo bol medzi kriedou a paleogénom dokázaný plynulý sedimentačný sled.

Aj v západokarpatskej literatúre sa udržiaval názor o diskontinuite v sedimentácii medzi kriedou a paleogénom, spôsobenou laramskou fázou vrásnenia. Hoci jej účinky sa iste prejavili aj na našom území, rozhodne neboli tak značné, žeby boli spôsobili prerušenie sedimentácie v regionálnom meradle. Plynulý prechod medzi kriedou a paleogénom bol zatiaľ potvrdený v dukelsko-užockej jednotke a na záp. Slovensku. Tak na Myjavskej pahorkatine nad vrstvami paleontologicky preukázaného maastrichtu (Salaj 1960; Samuel — Salaj 1963) v nezmenenej fácií vystupujú sliene so zásadne odlišnou mikrofaunou, v ktorej významné kriedové formy, hojne rozšírené v najvyššom maastrichte, vymierajú a na ich miesto nastupuje *Globigerina compressa* Plummer, *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Globigerina triloculinoides* Plummer a *Globigerinoides daubjergensis* (Bronniman). Hlavne preto sa z hľadiska mikropaleontologického kladie hranica medzi kriedou a paleogénom pred dán a nie po ňom.

V južnej štruktúre dukelsko-užockých vrás v najvyššej časti inocerámových vrstiev sme zistili asociáciu, charakterizovanú druhmi *Globigerina compressa* Plummer, *Globigerina trifolia* Morozova 1961 [= ? *Globigerinoides daubjergensis* (Bronniman, 1953)], *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Globigerina triloculinoides* Plummer a *Chiloguembelina morsei* (Kline). Táto mikrofauna odpovedá asociácii známej z vrstiev dónu (vrátane vlastného stratotypu*); porovnaj napr. Troelsen 1957, Berggren 1960 atď.); môžeme preto našu zónu s *Globigerina compressa* považovať za časove ekvivalentnú s dónom. Na druhej strane ju môžeme dobre paralelizovať aj s najspodnejšou zónou formácie Lizard Springs z Trinidadu *Globorotalia trinidadensis* (Bolli 1957a), s pásomom *compressa-daubjergensis* a so zónou A v zmysle delenia Hillebrandta (1962) resp. Gohrbandta (1963).

Zóna *Turborotalia* (A.) *inconstans-praecursoria*

V južnej štruktúre dukelsko-užockých vrás a v bazálnych vrstvách paleogénu bradlového pásma vých. Slovenska sme zistili takmer planktónnu mikrofaunu s dominantným zastúpením druhu *Globigerina varianta* Subbotina. Vedľa tejto formy vyskytujú sa tu jednak druhy, s ktorými sme sa stretli v predchádzajúcej zóne (*Gl. compressa* Plummer, *Gl. pseudobulloides* Plummer, *Gl. triloculinoides* Plummer), jednak špecifické druhy popisovanej zóny, hlavne

* J. Hofker (1960, 1961), opierajúc sa o evolučnú metódu ortogenetických zmien porov niektorých druhov tvrdí, že vlastný stratotyp maastrichtu (Tuffeau de Maestricht) odpovedá dónu. Tento názor z hľadiska nanoflóry, mikro i makropaleontologických kritérií (porovnaj Gohrbandt 1963) nie je opodstatnený, lebo medzi spomínanými fosílnymi organickými skupinami z typickej lokality maastrichtu a dónu je podstatný rozdiel, ktorý sa prihovára za ich sukcesívnosť.

Globigerina spiralis Bolli 1957a [= ? *Globigerina (Eoglobigerina) hemispherica* Morozova 1961], *Turborotalia (A.) inconstans inconstans* (Subbotina)*, *Turborotalia (A.) inconstans praecursoria* (Morozova 1957) [= *Globorotalia uncinata* Bolli 1957a].

Druhové zloženie našej zóny *Turborotalia (A.) inconstans* — *praecursoria* je identické s trinidadskou zónou *Globorotalia uncinata* (Bolli 1957a). Bolli — Cita (1960) v Taliansku pričleňujú túto zónu k dānu bez bližšieho zdôvodnenia. Keďže na vlastnej lokalite dānu sa zistila len mikrofauna prvého terciérneho pásma (v našom poňatí *Globigerina compressa*), bolo by logickejšie pričleniť nasledujúcu zónu — *Turborotalia (A.) inconstans-praecursoria* k montu, ktorý by mal podľa zaužívanej schémy nasledovať po dāne. Avšak otázka chronostratigrafického postavenia montu, a tým aj jeho vzťahu k jeho susedným stupňom, nie je dodnes úplne objasnená.

Už Loeblich & Tappan (1957b) upozornili na to, že v hlbších častiach montu (Tuffeau de Ciply) sa nachádza planktónna fauna s *Globigerinoides daubjergensis* (Bronnmann), na základe čoho mont považujú za synchronný s dānom. Podľa Hofkera (1961) tento druh sa vyskytuje len v bazálnych častiach vrstiev montu (poudingue de Malogne); z „Tuffeau de Ciply“ uvádza ojedinelý výskyt druhu *Globigerina triloculinoides* Plummer a hojné globorotálie, menovite *Gr. pseudomenardii* Bolli, *Gr. ehrenbergi* Bolli a *Gr. pusilla laevigata* Bolli. V súvislosti s touto faunou poznamenáva, že pri *Globigerinoides daubjergensis* (Loeblich & Tappan l. c.) pravdepodobne ide o *Globigerina triloculinoides* Plummer a spomínanú asociáciu potom koreluje s Bolliho zónou *Globorotalia pseudomenardii*, ktorú začleňuje do stredného paleocénu.

V poslednej dobe problému montu sa dotýka aj Gohrbandt (1963), ktorý z bazálnych vrstiev „Poudingue de Malogne“ uvádza rovnakú mikrofaunu ako Hofker (1961), ktorá prislúcha teda k dānu. K vrstvám „Tuffeau de Ciply“ poznamenáva: „V žiadnej zo vzoriek „Tuffeau de Ciply“ sa nenašli Hofkerom (1961) uvádzané globorotálie, ktoré by tu mali byť hojne zastúpené. Mohli byť zamenené habituálne podobnými zástupcami rodu *Discorbis*, čo by sa dalo ospravedlniť zlým stavom zachovania fauny. Je to tým pravdepodobnejšie, že počet jedincov globorotálií vo všeobecnosti oproti globigerinám klesá. V našich vzorkách z „Tuffeau de Ciply“ sme, rovnako ako Hofker (1961), pozorovali len ojedinele exempláre globigerín. Je preto nepravdepodobné, že by sa globorotálie vyskytovali hojne“.

Z uvedeného vyplýva, že paralelizácia popisovanej i nasledujúcej zóny (a im ekvivalentných pásiem stanovených hlavne v mediteránnej oblasti na základe planktónnych foraminifer) s montom, resp. s thanetom, ako aj vzájomný vzťah týchto stupňov nie je jasný. Je možné, že mont sa čiastočne prekrýva s dānom a len jeho vyššia časť predstavuje interval, v chronostratigrafii nasledujúci po dāne.

Zóna *Globorotalia pusilla pusilla*

Bola zistená na viacerých miestach v paleogéne bradlového pásma vých. Slovenska a v centrálnokarpatskom paleogéne Žilinskej kotliny a Myjavskej pahor-

* Prechodná forma medzi *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer) a *Globorotalia uncinata* Bolli 1957a (tab. 17, fig. 16-18).

katiny. Medzi významné formy patrí najmä *Globorotalia pusilla pusilla* Bolli, ďalej prechodné formy medzi *Globigerina compressa* Plummer a *Globorotalia elongata* Glaessner (= *Globorotalia ehrenbergi* Bolli), *Globorotalia oclusa* Loeblich & Tappan, *Globorotalia angulata angulata* (White) a *Globorotalia angulata praepentacamerata* Schutzkaja. Z globigerín sú premenlivo zastúpené všetky formy z predchádzajúcich zón.

Pri korelácii s inými oblasťami zistíme, že naša zóna odpovedá pôvodnej Bolliho (1957a) zóne *Globorotalia pusilla pusilla* a v európskej oblasti Hillebrandtovej zóne C a D, resp. Morozovovej (1960, 1961) poňatiu montu (Ms IV, Ns V). Pri paralelizácii karpatskej zóny *Globorotalia pusilla pusilla* s kaukazskými pásmami v zmysle delenia Subbotiny (1953) narážame na určité ťažkosti, spôsobené širším poňatím niektorých druhov a tým aj stratigrafickým postavením pásma „rotaloidných globorotálií“. Toto pásmo Subbotina (1953, 1960a) kladie do dánu, ktorý sa však podľa dnešného poňatia kryje pravdepodobne s pásmom „rotaloidných globorotálií“ buď len čiastočne, alebo len v určitých oblastiach (centrálne časti sev. Kaukazu, podzóna *Globigerina trivialis*), pretože niektoré formy, uvádzané z tohto pásma sa začínajú objavovať až neskoršie — v našom poňatí v pásme *Globorotalia pusilla pusilla*. Na základe toho i predpokladanej sukcesie medzi našim pásmom a pásmom „upološtených globorotálií“ sa domnievame, že pásmo „rotaloidných globorotálií“ je ponímané veľmi široko a odpovedá hlavne strednému paleocénu, t. j. našej zóne *Globorotalia pusilla pusilla*.

Paralelizácia zóny *Globorotalia pusilla pusilla* s inými stupňami je veľmi nepresná, jednak preto, že vzájomný vzťah thanetu a montu nie je objasnený i pre nevhodnú voľbu stratotypu thanetu, ktorý leží v inej zoogeografickej provincii a neobsahuje (až na najvyššiu časť) žiadnu planktónnu faunu. Z vrchných polôh thanetu Haya nes (1956) uvádza druh *Globorotalia velascoensis acuta* Toulmin, ktorý sa začína objavovať až nad zónou *Globorotalia pusilla pusilla*, t. j. vo vrchnom paleocéne. Táto skutočnosť však nevylučuje možnosť, že by spodné vrstvy thanetu mohli predstavovať časový interval, aspoň čiastočne ekvivalentný s našou popisovanou zónou. To je v istom súlade aj s pozorovaním Haya, ktorý v „Schlierenflysch“ pod pásmom s prvými numulitmi (ilerdom) zistil zónu s *Heliolithus riedeli*, teda s nanoflórou thanetu (Hottlinger & Schaub 1962)*.

Veľké foraminifery pod pásmom s prvými numulitmi zastupuje druh *Discocyclina seunesi* Douvillé, ktorý sa všeobecne uvádza zo stredného paleocénu. V Záp. Karpatoch Slovenska sa dosť bežne vyskytuje hlavne v rifových, korálovoriasových vápencoch, ktoré sa vytvárali v priebehu celého paleocénu. Z týchto vrstiev sme získali množstvo podkladov, na základe ktorých usudzujeme, že formy z okruhu *D. seunesi* sa začínajú objavovať skôr ako v strednom paleocéne (= zóna *Gr. pusilla pusilla*).

* Publ. 1964 (Bureau de Recherches Géologiques et Minières; No 28, I-II, Paris).

Například v Myjavskej pahorkatine v profile pri osade Končiny, 10 m nad mikrofaunisticke doloženým vrchným maastrichtom, našli sme radiolity a približne 10 m nad nimi v nezmenenej litofácii i koralovo-riasové vápence s diskocyklinami z okruhu spomínaného druhu (S a m u e l & S a l a j 1963). Pri Žiline sa *D. ex gr. seunesi* vyskytuje pod zónou *Gr. pusilla pusilla*. Výskyt foriem z okruhu tohto druhu skôr ako v strednom paleocéne je zdôvodniteľný aj z hľadiska fylogenetického. Súdiac podľa vnútornej stavby schránky, „staršie“ formy z okruhu *D. seunesi* sa veľmi približujú kriedovému rodu *Lepidorbitoides* Silvestri 1908; je teda veľmi pravdepodobné, že vo vývojovom rade predstavujú spojovací článok medzi uvedeným rodom a „mladšími“ diskocyklinami (S a m u e l—S a l a j & V a ň o v á 1964).

Z ó n a *Globorotalia aequa*

V paleogéne bradlového pásma východného Slovenska a v centrálnekarpatском paleogéne záp. Slovenska nad zónou *Gr. pusilla pusilla* vystupujú asociácie, vytvárajúce ďalšie biostratigrafické niveau. Pre toto pásmo je príznačná kvalitatívna (druhovú) pestrosť globorotálievej (s. l.) zložky. Začínajú sa tu objavovať mnohé formy, s ktorými sme sa zatiaľ nestretli, hlavne: *Globorotalia aequa* C u s h m a n & R e n z, *Globorotalia pseudomenardii* B o l l i, *Globorotalia apantesma* L o e b l i c h & T a p p a n, *Turborotalia (A.) convexa* (S u b b o t i n a), *Turborotalia (A.) intermedia* (S u b b o t i n a 1953) [= *Globorotalia whitei* W e i s s 1955 a, b], *Turborotalia (A.) mckannai* (W h i t e 1928) [= *Globorotalia pentacamerata* S u b b o t i n a 1947], *Turborotalia (A.) primitiva* (F i n l a y 1947) [= *Acarina triplex* S u b b o t i n a 1953].

Druhové zloženie planktonických foraminifer našej zóny *Globorotalia aequa* má veľa spoločných znakov s B o l l i h o (1957a) zónou *Globorotalia pseudomenardii* a *Globorotalia velascoensis*, ktoré boli vymedzené aj v profile Padermo d'Adda v sev. Taliansku, a s Hillebrandtovou zónou E a F; na základe toho predpokladáme, že ide o zóny v podstate synchronné.

Súdiac zo spomínanej predpokladanej sukcesie medzi kaukazským pásmom rotaloidných a „uploščených“ globorotálií a z vertikálneho rozšírenia druhov (S u b b o t i n a 1960a), naša karpatská zóna *Globorotalia aequa* môže byť identická s hlbším pásmom „uploščených“ globorotálií, t. j. s podzónou *Globorotalia crassata*. Na druhej strane môžeme ju dávať aj do vzťahu so zónou *Acarinina subsphaerica* — *Bolivinospectabilis* (T n.) M o r o z o v e j (1960, 1961).

V poslednej dobe H o t t i n g e r & S c h a u b (1960) pre morský typ vrchnopaleocénnych a eocénnych sedimentov navrhli nové delenie, založené na spracovaní veľkých foraminifer. Pre vrchný paleocén navrhli nový stupeň — ilerd, predstavujúci časove (úplne alebo čiastočne) interval, zastupujúci v nemorskom alebo epikontinentálnom vývoji thanet, sparnak (resp. land).

G a r t n e r & H a y (1962, str. 555) z typického spodného ilerdu severného Španielska a z ilerdských vrstiev južného Francúzska popisujú planktónnu mikrofaunu, ktorú dávajú do vzťahu s B o l l i h o (1957a) zónou *Globorotalia pseudomenardii*, resp. až so zónou *Globorotalia velascoensis*. Na základe toho by potom aj naša zóna *Globorotalia aequa* odpovedala hlavne spodnému ilerdu.

Zóna *Globorotalia subbotinae-marginodentata*

V centrálnokarpatskom paleogéne Žilinskej kotliny a Myjavskej pahorkatiny a v paleogéne bradlového pásma východného Slovenska nad pásmom *Globorotalia aequa* nachádzajú sa asociácie, predstavujúce ďalší mikrostratigrafický horizont. Tento má veľa spoločných znakov (najmä „akarinínová“ zložka) s predchádzajúcim pásmom; líši sa od neho neprítomnosťou *Globorotalia ex gr. angulata* (White), *Globorotalia pseudomenardii* Bolli i *Globorotalia aragonensis* Nuttall. Charakteristickými formami tohto pásma sú *Globorotalia simulatilis* (Schwager 1883), [= *Globorotalia rex* Martin 1943], *Globorotalia subbotinae subbotinae* Morozova a *Globorotalia subbotinae marginodentata* Subbotina.

Najviac spoločných znakov má táto zóna s kaukazskou podzónou *Globorotalia marginodentata*, alebo s trinidatskou zónou *Globorotalia rex*. Súhlasne s inými autormi (Berggren — Hillebrandt — Gohrbandt l. c.) zóny *Globorotalia marginodentata* a *Globorotalia rex*, a tým aj našu zónu *Globorotalia subbotinae-marginodentata* považujeme za synchronne.

Neobjasnený však zostáva vzťah týchto zón k stratigrafickým stupňom. Bolli (1957a) považuje zónu *Globorotalia rex* za najnižšiu zónu spodného eocénu, Subbotina (1953, 1960a) za vrchný paleocén. S názorom Subbotiny sa zhodujú aj výskumy Hillebrandta (1962, str. 156) z typickej lokality stredného ilerdu, odkiaľ popisuje planktónnu mikrofaunu, odlišnú od asociácie uvádzanej Gartnerom & Hayom (1962) zo spodného ilerdu. Na rozdiel od oboch autorov Hillebrandt (l. c.) neuvádza zo stredného ilerdu druh *Globorotalia pseudomenardii* Bolli, ktorý sa našiel v spodnom ilerde. Na druhej strane — popri iných formách — spomína aj druh *Globorotalia aequa marginodentata* [= *Gr. subbotinae marginodentata* Subbotina v našom poňatí] a *Globorotalia aequa simulatilis* (Schwager), z ktorých zvlášť posledný má spodnú hranicu výskytu nad pásmom s druhom *Globorotalia pseudomenardii* Bolli (podľa nášho delenia v zóne *Globorotalia subbotinae-marginodentata*, potažne v najvyššej časti zóny *Globorotalia aequa*). Z toho vyplýva, že zóna *Globorotalia subbotinae-marginodentata* by odpovedala vyššiemu ilerdu.

Proti tomuto zaradeniu svedčia výsledky Bolliho, City & Schaub (1962, str. 158), ktorí v sev. Taliansku spolu s planktonickými foraminiferami tejto zóny zistili aj veľké foraminifery, poukazujúce sa spodný cuis (Gohrbandt 1963).

Aj v Záp. Karpatoch Slovenska sme zistili podobnú asociáciu z lokality Lubina (Myjavská pahorkatina), z ktorej Köhler (1961) popísal spodnoeocénne formy veľkých foraminifer: *Assilina placentula* Archiac, *Operculina canalifera* Archiac, *Nummulites variolarius* (Lamarck) a *Discocyclina* sp. Záverom z uvedeného vyplýva, že popisovaná zóna a jej ekvivalentné pásma sa nekryjú len s vyšším ilerdom, ale zasahujú až do najspodnejšieho cuisu.

Zóna *Globorotalia aragonensis* — crater

Na západnom Slovensku nad vrchnopaleocénnou zónou *Gr. subbotinae-marginodentata* vyskytujú sa asociácie, ktoré vyčleňujeme do zóny *Gr. aragonensis-crater*, s dominantným postavením druhu *Globigerina ex gr. eocaenica* Terquem (= *Gl. yeguensis* Weinzerl & Applin 1929; v zmysle práce Berggrena, 1960b) a s výskytom druhov *Globigerina inaequispira* Subboti-

na, *Globigerina pseudoeocaena* Subbotina a z globorotálií *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *Gl. crater* Finlay a *Gl. formosa formosa* Bolli. Medzi charakteristické znaky tohto pásma patrí aj postupné vymieranie niektorých foriem prechádzajúcich z vrchného paleocénu, napr. *Globorotalia simulatilis* (Schwager), *Globorotalia aequa* Cushman & Renz, *Turborotalia* (A.) mckennai (White), *Turborotalia* (A.) primitiva (Finlay), *Turborotalia* (A.) wilcoxensis (Cushman & Ponton) a pod.

Už sme spomínali, že kaukazskú zónu *Globorotalia marginodentata* považujeme za synchrónnu s našim pásmom *Globorotalia subbotinae-marginodentata*. Potom je opodstatnená aj paralelizácia nasledujúcej zóny „kónických globorotálií“ s karpatskou zónou *Globorotalia aragonensis-crater*; obe majú veľa spoločných znakov. Otázne je, do akej miery ide o zóny synchrónne, pretože našu zónu zaradujeme do spodného, Subbotina (1953, 1960a) do spodného až stredného eocénu. Možno, že kaukazská zóna odpovedá tiež len spodnému eocénu; v prospech tejto alternatívy hovorí skutočnosť, že Subbotina (l. c.) z tejto zóny uvádza viaceré druhy, ktoré neprechádzajú do stredného eocénu. Na druhej strane z nasledujúcej zóny *Acarinina crassaformis* neuvádza druh *Globorotalia aragonensis* Nuttall (prípadne jej blízke formy), hoci sa tento druh dosť bežne vyskytuje v spodnej časti stredného eocénu (lutétu; pozri tiež Subbotina 1947). Táto okolnosť, ako aj novšie údaje o vertikálnom rozšírení kónických globorotálií doložené numulitmi (Subbotina 1960a, str. 28) sa prihovára za názor, podľa ktorého zóna „kónických globorotálií“ — tak ako ju mala pôvodne na zreteli spomínaná autorka — reprezentuje čiastočne aj stredný eocén. Z toho by vyplývalo, že naša zóna *Globorotalia aragonensis-crater* je časove len čiastočne ekvivalentná s kaukazskou zónou „kónických globorotálií“.

Bolli (1957a, b) v spodnom eocéne vyčlenil štyri zóny (*Gr. rex*, *Gr. formosa formosa*, *Gr. aragonensis* a *Gr. palmerae*). Prvá z nich je v podstate synchrónna s našou zónou *Gr. subbotinae-marginodentata*; ďalšie tri, opierajúc sa o vertikálne rozšírenie niektorých spoločne vystupujúcich druhov, môžeme považovať za identické so zónou *Gr. aragonensis-crater*.

Bez ohľadu na to, ako sa vyrieši vrchné ohraničenie zóny *Gr. subbotinae-marginodentata*, môžeme popisovanú zónu dať do vzťahu so spodným eocénom-cuisienom; podporuje to aj výskum veľkých foraminifer z bazálnej transgresívnej litofácie Domanižskej kotliny, kde vedľa planktonických foraminifer charakteristických pre popisovanú zónu sa zistili aj veľké foraminifery, menovite *Discocyclina* aff. *seunesi* Douvillé, *Discocyclina* aff. *douvillei* (Schlumberger), *Alveolina oblonga* Orbigny, *Alveolina ruetimeyeri* Hottinger a *Nummulites exilis* Douvillé, jednoznačne poukazujúce na cuis (Samuel & Salaj 1963).

Zóna *Turborotalia (Acarinina) crassata-densa*

Vo viacerých profiloch (Hanušovce, Žilina, Pružina, Myjavská pahorkatina) centrálnokarpatského paleogénu nad spodnoeocénnymi vrstvami sa zistili asociácie, ktoré vyčleňujeme do samostatného mikrostratigrafického pásma *Turborotalia (A.) crassata-densa*. Globigeríny tu reprezentujú zväčša druhy, s ktorými sme sa stretli v predchádzajúcej zóne. K novým druhom patrí *Globigerina boweri* Bolli a *Gl. senni* (Beckmann). Medzi významné globorotáliové (s. l.) formy patrí hlavne *Globorotalia renzi* Bolli, *Globorotalia spinulosa* Cushman, *Turborotalia (A.) spinuloinflata* Bolli 1957b (non Bandy 1949), *Turborotalia (A.) marksi* (Martin) a *Turborotalia (A.) crassata-densa* (Cushman).

V súvislosti s koreláciou karpatského pásma *Globorotalia aragonensis-crater* s kaukazskou zónou kónických globorotálií sme uviedli dôvody, na základe ktorých sa prikláňame k názoru, že kaukazská zóna reprezentuje aj časť stredného eocénu; je teda aspoň čiastočne vekove synchronná s našou zónou *Turborotalia (A.) crassata-densa*.

Bolli (1957b) v strednom eocéne rozlíšil päť zón; prvé dve z nich (*Hantkenina aragonensis* a *Globigerapsis kugleri*), súdiac podľa mnohých spoločných druhov, stoja najbližšie našej zóne *Turborotalia (A.) crassata-densa*, takže vekove ich môžeme považovať v podstate za ekvivalentné.

Zóna *Turborotalia (A.) crassata-densa* reprezentuje spodnú časť stredného eocénu (t. j. lutétu); to je v súlade aj s výskumom veľkých foraminifer, ktoré sa zistili spolu s planktonickými foraminiferami v Pružine (Domanižská kotlina). Podľa Vaňovej (1964a) ide tu o druhy *Nummulites rotularius* Deshayes, *N. burdigalensis burdigalensis* Harpe, *N. gallensis* Heim, *N. subdistans* Harpe, *N. millecaput* Boubé, *Assilina laxispira* (Harpe), *Assilina exponens* (Sowerby). Táto asociácia má spodnolutétsky charakter až na druh *Nummulites burdigalensis burdigalensis* Harpe, ktorý sa v literatúre uvádza prevažne zo spodného eocénu (cuis). V našom prípade môžeme jeho výskyt v lutétskej asociácii vysvetliť buď redeponovaním, alebo predpokladom, že v Západných Karpatoch je jeho vekový diapozón väčší.

Zóna *Globigerina eoacaena*

Je vyvinutá hlavne v centrálnokarpatskom paleogéne. Jej charakteristickým znakom tu je výrazné zastúpenie druhu *Globigerina eoacaena* Gumbel a *Globigerina ex gr. eoacena* Terquem. Z ďalších globigerín sa tu ešte vyskytujú *Globigerina senni* (Beckmann), *Globigerina boweri* Bolli a prechodné formy medzi posledne uvedeným druhom a *Turborotalia (T.) centralis* (Cushman & Bermudez). Z predchádzajúceho pásma sem neprechádza *Globigerina turgida* Finflay, *Globigerina inaequispira* Subbotina a z globorotálií *Gr. aragonensis* Nuttall a jej blízke formy.

Globorotálie, hoci nie sú kvantitatívne tak výrazne zastúpené ako globigeríny,

sú druhy oveľa pesteršie. Na rozdiel od Bolliho (1957b) údajov vyskytujú sa tu ešte druhy *Turborotalia (A.) crassata-densa* (Cushman 1925) [= *Globorotalia bullbrooki* Bolli 1957], *Turborotalia (A.) aspensis* (Colom), *Turborotalia (A.) broedermanni* (Cushman & Bermudez), ktoré sú vo formácii Navet viazané len na spodnejšie zóny stredného eocénu. Medzi významné druhy, s ktorými sme sa v predošlých zónach nestretli, patrí *Truncorotaloides rohri* Bronnimann & Bermudez, *Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Globorotalia lehneri* Cushman & Jarvis, *Turborotalia (T.) centralis* (Cushman & Bermudez) a *Globigerinoides index* Finlay a o niečo neskoršie sa objavujúca forma *Globigerinoides* sp. (cf. *Globigerinatheka barri* Bronnimann).

Subbotina (1953) nad pásom kónických globorotálií vyčlenila zónu akarín, ktorú delí na hlbšiu subzónu — *Acarina crassaformis* a vyššiu — *Acarina rotundimarginata*. Poslednú z nich na základe fauny moluskov považuje za vrchný eocén (Subbotina 1960a, str. 29—30). Toto začlenenie je v súlade aj s našim pozorovaním, keďže významné druhy — *Turborotalia (A.) rotundimarginata* (Subbotina), resp. *Turborotalia (A.) rugosoaculeata* (Subbotina) sa začínajú objavovať až vo vrchnom eocéne. Z toho potom logicky vyplýva, že stratigrafickým ekvivalentom karpatskej zóny *Globigerina eocaena* je subzóna *Acarinina crassaformis*, z ktorej Subbotina už neuvádza kónické globorotálie.

Pokiaľ ide o paralelizáciu s trinidadskou oblasťou, na základe mnohých spoločných znakov sa domnievame, že naša zóna v podstate odpovedá Bolliho (1957b) pásmam *Globorotalia lehneri*, *Porticulasphaera mexicana* a *Truncorotaloides rohri*.

Zónu *Globigerina eocaena* v súlade s faunou veľkých foraminifer začleňujeme do vrchnej časti stredného eocénu (biarritz v zmysle Hotttingera & Schaub 1960). Veľké a malé foraminifery sme študovali z bazálnej transgresívnej litofácie z okolia Bojníc, odkiaľ Cizancourt (1948) a novšie Vaňová (1964b) uvádzajú numulity: *Nummulites rotularius* Deshayes, *N. striatus striatus* Brugière, *N. incrassatus* Harpe, *N. variolarius* Lamarck, *N. gallensis* Heim, *N. millecaput* Boubée, *N. perforatus perforatus* (Montfort), *N. perforatus sismondai* Archiac a *Assilina exponens* (Sowerby).

Zóna *Globigerinoides index*

sa vyskytuje vo všetkých karpatských tektonických jednotkách. Vyznačuje sa nápadnou redukciou globorotálií, pomerne hojne zastúpených v predchádzajúcom pásme. Vo vrchnom eocéne sme zatiaľ našli len druhy *Turborotalia (T.) centralis* (Cushman & Bermudez), *Turborotalia (T.) cocoaensis* (Cushman), *Turborotalia (A.) rotundimarginata* (Subbotina) a *Turborotalia (A.) rugosoaculeata* (Subbotina). Prvý druh prechádza zo zóny *Globigerina eocaena*, ďalšie tri sa objavujú prvýkrát. K takýmto formám patrí aj *Globigerinoides seminvolutus* Kejzer, *Globigerina* cf. *apertura* Cushman, *Globigerina corpulenta* Subbotina a *Globigerina* sp. 1 [= *Globigerina inflata* Subbo-

PALEOCÉN				EOCÉN				OLIGOCÉN		EPOCHA	STUPNE
SPODNÝ		STREDNÝ	VRCHNÝ	SPODNÝ	STREDNÝ		VRCHNÝ	SPODNÝ	ZÓNA		
dán	mont-à thanal(part.)		ilér	cuis	spodný - lužet - vrchný		bartón	wemmel		sannoiz	
<i>Gs daubjergensis</i> 		<i>Gr. angulata</i> 	<i>Gr. pseudomenardi</i> 			<i>Tr. lapitensis</i> 	<i>Gs. seminvolutus</i> 		<i>Gl. pseudoedita</i> 		MIKROSTRATIGRAFICKÁ TABUĽKA PALEOGÉNU ZÁP. KARPÁT SLOVENSKA
<i>Globigerina compressa</i> (1)	<i>Turborotalia (A.) inconstans - precursoria</i> (2)	<i>Globorotalia pusilla pusilla</i> (3)	<i>Globorotalia aequa</i> (4)	<i>Globorotalia subbotinae</i> -(5) <i>marginodentata</i> (6)	<i>Globorotalia aragonensis</i> (7) - <i>crater</i> (8)	<i>Turborotalia (A.) crassata</i> (9) - <i>densa</i> (10)	<i>Globigerina coccaena</i> (11)	<i>Globigerinoides index</i> (12)	<i>Globigerina officinalis</i> (13)	<i>Globigerina postretacea</i> (14)	
											<i>Gs daubjergensis</i> Brannimann
											<i>G. pseudobuloides</i> Plummer
											<i>G. triloculinoidea</i> Plummer
											<i>G. spiralis</i> Bolli
											<i>T(A.) inconstans precursoria</i> (M.)
											<i>G. varianta</i> Subbotina
											<i>Gr. angulata</i> (White)
											<i>Gr. pusilla pusilla</i> Bolli
											<i>T(A.) perclara</i> Loeb. & Tapp.
											<i>Gr. pseudomenardi</i> Bolli
											<i>Gr. aequa</i> Cushman & Renz
											<i>Gr. elongata</i> Glaessner
											<i>Gr. subb. marginodentata</i> Subb.
											<i>Gr. simulatilis</i> (Schwager)
											<i>T(A.) wilcoxensis</i> (Cush. & Ponton)
											<i>Gr. crater</i> Finlay
											<i>Gr. aragonensis</i> Nuttall
											<i>G. inaequispira</i> Subbotina
											<i>G. senni</i> (Beckmann)
											<i>T(A.) crassata densa</i> (Cushman)
											<i>Gs higginsii</i> Bolli
											<i>Gs index</i> Finlay
											<i>Tr. lapitensis</i> (Cushman)
											<i>T(T.) centralis</i> (Cushman)
											<i>T(A.) rugosoculata</i> (Subbotina)
											<i>Gs seminvolutus</i> Keijzer
											<i>G. corpulenta</i> Subbotina
											<i>T(T.) coccaensis</i> Cushman
											<i>G. officinalis</i> Subbotina
											<i>CH. gracillima</i> (Andreae)
											<i>G. ouachitaensis</i> How. & Wall.
											<i>G. postretacea</i> Mjatlunk
											<i>G. pseudoedita</i> Subbotina

G. = *Globigerina*
 Gr. = *Globorotalia*
 Gs = *Globigerinoides*
 T(T) = *Turborotalia* (*Turborotalia*)
 T(A) = *Turborotalia* (*Acarinina*)
 Tr. = *Truncorotaloides*
 CH. = *Chilogrammina*

tina (partim); porovnaj Samuel & Snopková 1962, str. 71]. Niektoré populácie tohto pásma, zvlášť v magurskej a dukelsko-užockej jednotke, sú zložené takmer len z druhov *Globigerina* cf. *venezuelana* Hedberg a *Globigerina* cf. *dissimilis* Cushman & Bermudez.

Naše pásmo *Globigerinoides index* je časove ekvivalentné s kaukazským pásmom *Globigerinoides conglobatus* (Subbotina 1953) a približne s Bolliho (1957b) pásmom *Globigerapsis semiinvoluta*.

Problém vzájomných vzťahov jednotlivých stupňov sa výrazne dotýka hlavne vrchného eocénu, pre ktorý bolo v minulosti stanovených niekoľko, z dnešného hľadiska väčšinou nevhodne volených stratotypov (*Auvers Dullfus* 1880; *Bartonien* Mayer — Eymar 1857; *Ludien* Lapparent 1893; *Priabon* Lapparent 1893; „*Ligurien*“ Mayer — Eymar 1858; *Ledien* Mourlon & Vincent 1887; *Wemmeli* Rutot & Vincent 1879; fide Papp 1959). O zložitosti tejto problematiky nás čiastočne informujú práce z kolokvia, konaného v Bordeaux 1962.*

Vrchný eocén v tetýdnej oblasti sa väčšinou stotožňuje s priabónom. Avšak do priabónu, tak ako bol pôvodne definovaný, patrí aj časť oligocénu (porovnaj Roveda 1961), čím priabón stráca hodnotu samostatného vrchnoeocénneho stupňa pre tetýdnu oblasť. Bombita (1962) pre spodnú časť vrchného eocénu navrhol nový stupeň *napocien* (Napoka), čo zatiaľ nebolo doporučené príslušným medzinárodným fórom; preto sme vo vrchnom eocéne nútení pridržovať sa nepresného staršieho delenia, opierajúceho sa o princíp priority. Podľa toho spodná časť vrchného eocénu patrí *bartonu*, vrchná časť *wemmelu*, nakoľko ligurský stupeň bol rôzne ponímaný.

Pretože stratotypy týchto stupňov ležia v inej zoogeografickej provincii a väčšinou obsahujú len bentózne formy (porovnaj napr. Kaaschieter 1961), sme nútení pri riešení vzťahov karpatských vrchnoeocénnych zón k spomínaným stupňom opierať sa hlavne o logické úvahy, podľa ktorých naša zóna *Globigerinoides index* by mohla odpovedať bartonu a nasledujúca zóna *Globigerina officinalis* wemmelu.

Príslušnosť popisovanej zóny k spodnej časti vrchného eocénu bola doložená aj veľkými foraminiferami. Andrusov — Bystrická & Köhler (1962) z Rajeckej kotliny spolu s planktonickými foraminiferami charakteristickými pre spomínanú zónu uvádzajú veľké foraminifery: *Nummulites millicaput* Boubée, *N.* cf. *chavannesi* Harpe, *N. anomalus* Harpe, *Discocyclus* cf. *varians* (Kauffmann), *Discocyclus nummulitica* Gumbel, *Asterocyclus* cf. *pentagonalis* (Schafhäutl.) a *Operculinoides nassauensis* Cole.

Zóna *Globigerina officinalis*

Túto zónu môžeme najlepšie študovať v centrálnokarpatskom paleogéne. Bola zachytená v povrchových profiloch i vo vrtoch nad zónou *Globigerinoides index*. Vyznačuje sa dominujúcim postavením druhu *Globigerina* sp. 1. Po prvýkrát sa tu objavuje *Globigerina officinalis* Subbotina, *Gl. ampliapertura* Bolli, *Gl.*

* Publ. 1964 Bureau de Recherches Géologiques et Minières, No 28, I—II, Paris.

danvillensis Howe & Wallace, *Gl. ouachitaensis* Howe & Wallace a *Chiloguembelina* aff. *gracillima* (Andrae). Globorotálie sú tu zastúpené druhmi, s ktorými sme sa stretli už v predchádzajúcom pásme.

V južnom neflyšovom (budínskom) vývoji je toto pásmo vyvinuté pravdepodobne len čiastočne, biofáciálne má iný ráz. Skladá sa z veľkých globigerín, menovite z druhov *Gl. venezuelana* Hedberg, *Gl. cf. dissimilis* Cushman & Bermudez, *Gl. ex gr. eocaenica* Terquem a *Gl. linaperta* Finlay. Spolu s týmito druhmi sa vo väčšom počte vyskytuje *Turborotalia* (*T.*) *cocoaensis* (Cushman) a vzácné sa začína objavovať aj *Globigerina officinalis* Subbotina.

Na základe vertikálneho rozšírenia druhov (Subbotina 1960a) sa domnievame, že naša zóna *Globigerina officinalis* je čiastočne časove ekvivalentná zóne veľkých globigerín (Subbotina 1953). Na druhej strane má veľa spoločných znakov s Bolliho zónou *Globorotalia cocoaensis* z formácie San Fernando. Ako sme už uviedli, popisovanú zónu dávame do vzťahu s wemmelom.

Na Horehroní spolu s planktónnou mikrofaunou, charakteristickou pre popisovanú zónu, sme našli i veľké foraminifery: *Nummulites variolarius variolarius* (Lamarck), *N. striatus* (Brugière), *N. semicostatus* (Kaufmann), *N. fabianii* (Prever) a prechodné formy k *N. intermedius* Archiac (Planderová — Pulec — Samuel & Vaňová 1963), ktoré odpovedajú vrchnej časti vrchného eocénu; tým môžeme stratigrafické postavenie našej zóny *Globigerina officinalis* považovať za evidentné.

Zóna *Globigerina postcretacea*

bola preukázaná vo všetkých študovaných tektonických jednotkách Západných Karpát. Sedimenty, ktoré by odpovedali tejto zóne v morskom vývoji, na južnom Slovensku, resp. v Maďarsku nie sú vyvinuté. Ako sme už uviedli, eocénný cyklus južného (budínskeho) vývoja na našom území končí v zóne *Globigerina officinalis** a nový začína až rupelom, prípadne najvyšším spodným oligocénom.

Zóna *Globigerina postcretacea* má veľa spoločných znakov s predchádzajúcim pásmom, od ktorého sa líši neprítomnosťou foriem *Turborotalia* (*A.*) *rugosoaculeata* (Subbotina), *T. (T.) centralis* (Cushman & Bermudez), *Globigerina ex gr. eocaenica* Terquem a *Gl. linaperta* Finlay. Dominujúce postavenie má *Globigerina officinalis* Subbotina, ktorá tu dosahuje svoje optimum. Zväčša len sporadicky sa po prvýkrát objavuje *Globigerina postcretacea* Mjatluk, *Gl. pseudoedita* Subbotina a *Gl. liverovskae* (Bykova) nom. nud.

Karpatskú zónu *Globigerina postcretacea* považujeme za časove ekvivalentnú

* Vyššie členy vrchného eocénu neboli preukázané ani v priľahlom území Maďarska (porovnaj Kopek & Kecskeméti 1961).

s kaukazskou bolivinovou zónou, resp. s mikrofaunu chadumského horizontu. Oveľa obťažnejšie je stratigrafické zaradenie popisovanej zóny a tým aj obdobných vrstiev v tetýdnej oblasti, pretože v zmysle Krutzsch & Lotscha (1957, 1958) postavenie latorfu ako spodnooligocénneho stupňa je veľmi pochybné.

Podľa oboch autorov latorf na pôvodných lokalitách predstavuje len pobrežnú faciú najvyššieho eocénu SZ Nemecka. Zároveň však Krutzsch & Lotsch (l. c.) poznamenávajú, že časť pieskovec magdenburských a od Neugam je mladšia ako pieskovce latdorfského typu a navrhujú pre ne nový stupeň *conow*. Zavedenie tohto stupňa nie je práve najvhodnejšie, lebo ide len o faciú latorfu (v pôvodnom poňatí), pričom jeho chronostratigrafické postavenie nie je ani paleontologicky natoľko doložené, žeby sme ho mohli bez väčších ťažkostí korelovať s vrstvami, ktoré považujeme za spodnooligocénne.

Podľa Korobkova (1961) tzv. latorfský stupeň je synchronný s vrchným eocénom, z ktorého sa vo východnej Európe bez diskontinuity v sedimentácii priamo vyvíja rupel. To znamená, že Korobkov vôbec neuznáva v chronostratigrafii samostatné obdobie, reprezentujúce spodný oligocén. Z hľadiska mikrostratigrafického nie je tento názor opodstatnený, lebo zloženie planktónnych foraminifer rupelu, vyvinutého napr. v intrakarpatskej oblasti na jednej strane a z vrchného eocénu na druhej strane, sa líši od asociácií, ktoré v chronostratigrafickej stupnici predpokladáme, že má svoju opodstatnenosť.

Ak pripustíme, že sedimenty vlastného stratotypu latorfu sú skutočne len heteropickou faciou vrchnoeocénneho vývoja v Nemecku, vynára sa otázka, ku ktorému stupňu v tetýdnej oblasti pričleniť staršie vrstvy ako rupel, a teda aj našu zónu *Globigerina postcretacea*. Spolahlivú odpoveď na túto otázku, za dnešného stavu výskumu nemôžeme dať. Do úvahy by azda mohol prichádzať sannoiz, popísaný z Parížskej panvy, ktorému sa tu pripisuje spodnooligocénny vek.

Lektorovala dr. H. Bystrická.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D. — Bystrická H. & Köhler E., 1962: Globigerinový horizont v centrálnokarpatskom paleogéne. Geol. sbor. 13/2, Bratislava. — [2] Berggren W. A., 1960a: Biostratigraphy, planktonic Foraminifera and Cretaceous — Tertiary boundary in Denmark and Southern Sweden. XXI. Int. Geol. Congr., Proc. Sect. 5, Copenhagen. — [3] Berggren W. A., 1960b: Some Planktonic Foraminifera from the Lower Eocene (Ypresian) of Denmark and northwestern Germany. Stockholm Contr. Geol. 5, Stockholm. — [4] Bolli H. M., 1957a: The Genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B. W. I. U. S. Nat. Mus. Bull., 215, Washington. — [5] Bolli H. M., 1957b: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B. W. I. U. S. Nat. Mus. Bull., 215, Washington. — [6] Bolli H. M. & Cita M. B., 1960: Globigerine e Globorotalie del Paleocene di Padermo d'Adda (Italia). Riv. Ital. Paleont., 66/3, Milano. — [7] Bolli H. M. — Cita M. B. & Schaub H., 1962: Il limite Cretaceo Terciario nella Catena del Monte Baldo. Mem. Soc. Geol. Ital., 3, Pavia. — [8] Bombita G., 1962: Observations et propositions concernant la nouvelle division de l'Eocene. —

Collogue paleogène, Bordeaux. — [9] Bronnimann P., 1953: Note on planktonic Foraminifera from Danian localities of Jutland, Denmark. *Ecl. geol. Helv.*, 45/1, Basel — [10] Cizancourt M., 1948: Nummulitidae a Orbitoidae de l'Éocene de Bojnice-les-bains près de Prievidza, Karpathes slovaques. *Práce ŠGÚ, Zošit 17*, Bratislava. — [11] Gartner S. & Jr. Hay W. W., 1962: Planktonic Foraminifera from the Type Ilerdian. — *Ecl. geol. Helv.*, 55/2, Basel. — [12] Gohrbandt K., 1963: Zur Gliederung des Paläozen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen (Mit 7, text-fig., 1 Tab. und 11 Taf.). *Mitt. Geol. Ges.*, 56/1, Wien. — [13] Haynes J., 1956: Certain smaller British Paleocene Foraminifera. Part I. *Contr. Cushman Found. Foramin. Res.*, 7 Ithaca. — [14] Hillebrandt A., 1962: Das Paleozän und Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. — *Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abh., N. F.*, 108, München. — [15] Hofker J., 1960: Le problème du Dano-Paléocène et le passage Crétacé-Tertiaire. *Rev. Mikropaléont.*, 3/2, Paris. — [16] Hofker J., 1961: Les Foraminifères planctoniques du Montien de la Localitétype. — *Rev. Mikropaléont.*, 4/1, Paris. — [17] Hottinger L. & Schaub H., 1960: Zur Stufeneinteilung des Paleocäens und des Eocens. Einführung der Stufen Ilerdien Biarritzien. *Ecl. geol. Helv.*, 53, Basel. — [18] Kaasschieter J. P. H., 1961: Foraminifera of the Eocene of Belgium. *Mém. Inst. R. SC. Nat. Belg.*, 147, Brussel. — [19] Köhler E., 1961: Veľké foraminifery v rífových vápencoch Brezovského pohoria. *Geol. sbor.*, 12/1, Bratislava. — [20] Kopek G. & Kecskeméti T., (1961): La classification des assises éocènes de la Montagne de Bakony (Transdanubien) d'après les grands-Foraminifères. *Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung.*, 53, Budapest. — [21] Korobkov I. A., 1961: K voprosu o granice eocena i oligocena. *Sovjetskaja geol.*, 9, Moskva. — [22] Krutzsch W. & Lotsch D., (1967): Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläozen. — *Geologie Z.* 6/5, Berlin. — [23] Krutzsch W. & Lotsch D., 1958: Zur Geschichte der Latdorfstufe. *Ber. Geol. Ges. DDR*, Berlin. — [24] Loeblich A. R. Jr. & Tappan H., 1957: Planktonic Foraminifera of Paleocene and early Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. *U.S. Nat. Mus. Bull.* 215, Washington. — [25] Loeblich A. R. Jr. & Tappan H., 1957b: Correlation of the Gulf Coastal Plain Paleocene and Eocene formations by means of planktonic Foraminifera. *Jour. Pal.*, 31/6, Tulsa. — [26] Morozova V. G., (1957): Nadsemejstvo foraminifer Globigerinidae superfam. nov. i nekotoryje jego predstaviteli. *Dokl. Akad. nauk SSSR*, 14/5 Moskva. — [27] Morozova V. G., 1959: Stratigrafija datsko-montskich otloženij Kryma po foraminiferam. *Dokl. Akad. nauk SSSR* 124/5, Moskva. — [28] Morozova V. G., 1950: Stratigraphical zonation of Danian-Montian deposits in the USSR and the Cretaceous-Paleogene boundary. *Intr. Geol. Congr.*, 21 Ses., Rep. Sov. Geol. 5, Moskva. — [29] Morozova V. G., 1961: Datsko-montskije planktonije foraminifery Juga SSSR. *Paleontol žur.*, 2, INA, Moskva. — [30] Papp A., 1959b: Tertiär III/1. Stuttgart. — [31] Pländerová E. — Pulec M. — Samuel O. & Váňová M., 1963: Poznámky k litologicko-stratigrafickým pomerom Banskobystrickej a Zvolenskej kotliny. *Geol. práce, Zprávy* 30, Bratislava. — [32] Salaj J., 1960: Predbežná zpráva k mikrobiostratigrafii kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. práce, Zprávy* 18, Bratislava. — [33] Samuel O., 1963: Mikrostratigrafia vonkajšieho a vnútorného flyša vých. Slovenska, paleogénu bradlového pásma a centrálnokarpatského paleogénu. *Rukopis; Archív GÚDŠ. Bratislava (dizertačná práca)*. — [34] Samuel O. & Salaj J., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina (Vicinity of Považská Bystrica, Žilina) and Eastern Slovakia. *Geol. sbor.* 14/1, Bratislava. — [35] Samuel O. & Snopková P., 1962: Mikrostratigrafické a palynologické korelačné štúdia centrálnokarpatského paleogénu. *Geol. práce, Zošit* 63, Bratislava. — [36] Subbotina N. N., 1947: Foraminifery datskich i paleogenových otloženij Sev. Kavkaza. *Sb. „Mikrofauna neft. mestoroždenij Kavkaza, Emby i Strednej Azii“*, *Lengostoptechizdat*. — [37] Subbotina N. N., 1953: Globigerinidy, Chantkeninidy i Globorotaliidy. *Iskopajemyje foram. SSSR, Tr. VNIGRI, n. s. 76, Gostoptechizdat, Leningrad* —

Moskva. — [38] Subbotina N. N., 1960a: Pelagičeskije foraminifery paleogenovych otloženij juga SSSR. In Paleogenovyje otlož. juga evropejskoj časti SSSR, IAN, Moskva. — [39] Subbotina N. N., 1960b: Mikrofauna oligocenovych i miocenovych otloženij r. Vorotyšče (Predkarpatje). Mikrofauna SSSR, 11, Tr. VNIGRI, vyp. 153, Leningrad. — [40] Troelsen J. C., 1957: Some planktonic Foraminifera of the type Danian and their stratigraphic importance. U. S. Nat. Mus. Bull., 215, Washington. — [41] Vaňová M., 1964a: Velké foraminifery z okolia Pružiny. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [42] Vaňová M., 1964b: Zpráva o vyhodnotení veľkých foraminifer z centrálnokarpatského paleogénu siršieho okolia Bojníc. — Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [43] Weiss L., 1955a: Foraminifera from the paleocene Pale Greda formation of Peru. Jour. Paleont., 29/1, Tulsa. [44] Weiss L., 1955: Planktonic index Foraminifera of northwestern Peru. Mikropaleontology 1/4, New York. — [45] White M. P., 1928, 1929: Some index Foraminifera of the Tampico Embayment area of Mexico. Jour Paleont., 2, Tulsa.

ONDREJ SAMUEL

DIE ZONENGLIEDERUNG DES WESTKARPATISCHEN PALÄOGEN AUF GRUND DER PLANKTONISCHEN FORAMINIFEREN

Wie allgemein bekannt, ist Paläogen im westkarpatischen Raume der Slowakei in folgenden Gebieten entwickelt: a) in der äusseren Flyschzone (Dukla-Užok-Einheit); b) in der Magura-Zone; c) in der Klippenzone (Paläogen der Klippenzone); d) in den inneren Zonen (zentalkarpatisches Paläogen), und schliesslich e) an der Innenseite des karpatischen Bogens (die sog. südliche, nicht flyschoide Entwicklung).

Die stratigraphische Reichweite der angeführten tektonischen Einheiten ist sehr verschieden (näheres darüber siehe in der Arbeit O. Samuel — J. Salaj, in lit.). Im vorliegenden Beitrag beschäftigen wir uns mit der zonen Gliederung des westkarpatischen Paläogens auf Grund der planktonischen Foraminiferen. Insgesamt 11 solche Zonen mit stratigraphischer Vertikalverbreitung Unterpaläozän (= Dan) — Unteroligozän kann man da unterscheiden.

Die I. Zone *Globigerina compressa* entspricht den Foraminiferenvergesellschaftungen des Dan (incl. des eigentlichen Stratotypes). Wir halten sie daher für altersmässig aequivalent mit dieser Stufe.

Die II. Zone *Turborotalia (Acarinina) inconstans-praecursoria* (Morozova 1957) (= *Globorotalia uncinata* Bolli 1957a) ist mit der H. M. Bolli's (l. c.) Zone *Globorotalia uncinata* und deren von verschiedenen Verfassern festgestellten aequivalenten Zonen in Europa identisch.

Die III. Zone *Globorotalia pusilla pusilla* ist mit der gleichgenannten Zone in Trinidad (H. M. Bolli l. c.) analogisch. Die Zone II. und III. geben wir in Beziehung mit dem Mittelpaläozän (= Mont — Thenet; part.).

Die IV. Zone *Globorotalia aequa* steht bei uns in Beziehung mit dem Illerdiem.

Die V. Zone *Globorotalia subbotinae* — *marginodentata* stellen wir teils zum Oberillerdien, teils zum Untereozän (Cuisien).

Die VI. Zone *Globorotalia aragonensis crater* deckt sich (im Einklang mit der Grossforaminiferen-Fauna) im wesentlichen mit dem Untereozän.

Die VII. Zone *Turborotalia (Acarinina) crassata* — *densa* representiert Unterlutétien.

Die VIII. Zone *Globigerina eocaena* entspricht stratigraphisch dem Oberlutétien, was —ähnlich wie bei der vorerwähnten Zone — im guten Einverständnis mit der Zusammensetzung der Grossforaminiferen ist.

Die IX. Zone *Globigerinoides index* entspricht stratigraphisch dem tieferen Obereozän (= ? Bartonien).

Für die X. Zone *Globigerina officinalis* ist die massenhafte Entwicklung der „Kleinglobigerinen“, besonders der *Globigerina officinalis* Subbotina charakteristisch. Wir stellen sie zum höheren Obereozän (= ? Wemmel).

Die XI. Zone *Globigerina postcretacea* hat viele gemeinsamen Merkmale mit der vorerwähnten Zone. Wir gliedern sie ins Unteroligozän (= ? Sannoizien) ein.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

25 rokov trvania geologického ústavu na Slovensku

Z príležitosti 25. výročia založenia geologického ústavu na Slovensku uskutočnila sa dňa 28. júna 1965 slávnostná schôdza pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra za prítomnosti zástupcov straníckych a odborových orgánov, rezortu, vysokých škôl, Slovenskej akadémie vied a ďalších sesterských organizácií. Slávnostný prejav predniesol riaditeľ Geologického ústavu Dionýza Štúra prof. dr. Miroslav K u t h a n, ktorý okrem iného povedal:

Na dnešnej slávnostnej schôdzi si pripomíname 25. výročie založenia geologického ústavu v Bratislave, ktorého rast a rozvoj je tesne spätý s časom, kedy sme kladli základy našej socialistickej spoločnosti. Dovoľte mi, aby som pri tejto slávnostnej príležitosti aspoň krátko zhodnotil jednotlivé etapy rozvoja ústavu, a tým do značnej miery aj geológie ako vedy na Slovensku, lebo v priebehu uplynulých 25 rokov sa ony rozvíjali ruka v ruke. Nebudem pritom podrobne hodnotiť dosiahnuté vedecké výsledky, lebo ony boli predmetom II. celoslovenskej geologickej konferencie.

Geologický ústav v Bratislave bol založený 22. júna 1940 a jeho prvým prednostom sa stal prof. Dmitrij A n d r u s o v. Spočiatku sa ústav zamerlal na geologické mapovanie niektorých teoreticky zaujímavých oblastí a podieľal sa aj na inž.-geol. výskume Oravskej priehrady, v tom čase najväčšieho vodného diela na Slovensku. Na týchto prácach rástla prvá generácia geológov na Slovensku, ktorej neskôr v oslobodenej vlasti pripadol veľký budovateľský a vychovávateľský úkol. Vlastný rozmach ústavu je však bezprostredne spätý s našim oslobodením. konštrukčných prác vojnou zničených baní, resp. veľkých priemyslových objektov. Už v prvých mesiacoch po prechode frontu roku 1945 sa ústav zapája do re- Neskôr je ústav poverený organizovať geologický výskum na Slovensku, posudzovať prieskumné akcie banských podnikov a pod.

Prvým významným medzníkom v práci ústavu na poli teoretickom bolo dokončenie *orientačného geologického výskumu Spišsko-gemerského rudohoria* a vymedzenie perspektívnych oblastí pre ďalší podrobný výskum. Spolu s geológmi Ústredného ústavu geologického v Prahe a Čs. naftových dolov v Hodoníne dokončila sa prvá etapa *výskumu naftonosnosti neogénu a sčasti aj paleogénu*, skúmali sa rozsiahle oblasti kryštalinika Nízkych Tatier a mezozoických komplexov. Výsledky týchto výskumov sa neskôr použili aj pri vypracovaní geologických generálnych máp. Prínosom pre naše národné hospodárstvo boli prvé bilancie zásob rudných surovín, najmä Fe rúd, účasť na výskume priehrady Oravskej, dobšín-

skej a Priehrady mládeže v Nosiciach. Uskutočnil sa aj hydrogeologický výskum minerálnych vôd pre balneologické využitie.

S rastúcimi potrebami a požiadavkami nár. hospodárstva vznikajú postupne stále nové a nové organizácie, prieskumné podniky, závody, technologické ústavy, u ktorých často v dôsledku nedostatočnej koordinácie dochádza k duplicitným prácam. Preto v záujme zjednotenia čs. geológie sa na základe návrhu Vládneho výboru pre geológiu zriaďuje samostatný rezort — *Ústredný geologický úrad*, ktorého hlavnou úlohou je koordinovať a riadiť geologický výskum a prieskum, zabrániť duplicitne prác a zabezpečovať systematickosť geologického výskumu, ktorá bola nedávno zavŕšená *vydaním prehľadných geologických a surovinových generálnych máp z celého územia ČSSR*. Toto významné dielo bolo ocenené aj najvyšším štátnym vyznamenaním — Radom republiky a vysoko hodnotené aj na XXII. svetovom geologickom kongrese min. roku v Indii. Na realizácii tohto jedinečného diela, ktoré má fundamentálny význam pre čs. geológiu, sa podieľali prakticky všetky organizácie, zapodievajúce sa geológiou. Ním skončila jedna významná etapa čs. geologického výskumu.

Na tomto mieste iba v krátkosti spomenieme hlavné poznatky z jednotlivých geologických útvarov Západných Karpát. V rámci *kryštalínika* sa vypracoval náčrt stratigrafického členenia niektorých útvarov kryštalických bridlíc, charakteristika granitizačných procesov, metamorfózy a diaforézy, resp. procesov tektonických. Na základe geochronologických analýz považujú sa granitoidy jadrových pohorí za varíske, pričom sa podarilo odlišiť metamorfózu varísku a alpínsku.

Oblasť *paleozoika* reprezentuje Spišsko-gemerské rudohorie, naša najvýznamnejšia železorzudná oblasť. Tu sa podarilo vyriešiť, resp. objasniť geologickú stavbu územia, načrtnúť jeho tektonický a paleogeografický vývoj niektorých útvarov a vypracovať kritériá pre vyhľadávanie niektorých typov zrudnenia.

V *mezozoiku* sa novými výskumnými metódami podarilo upresniť stratigrafiu, resp. rozloženie niektorých útvarov a vznik facií a prehĺbiť obraz o geologicko-tektonickom vývoji tohto veľmi pestrého komplexu Západných Karpát.

Ťažisko prác v *paleogéne* bolo na východnom Slovensku a v priestore centrálneokarpatského paleogénu. Tu sa študuje vnútorná stavba jednotlivých komplexov, ich pozícia, zdrojové oblasti, spôsob transportu a akumulácia hmôt a pod.

Výskum *neogénu* sa uskutočňoval so zameraním na objasnenie uhlo- a naftonosnosti, resp. výskyt nerudných, hlavne keramických surovín. Množstvo technických prác umožnilo objasniť geologickú stavbu a zákonitosti vývoja neogénu, spresniť ich stratigrafiu a vypracovať obraz o reliéfe a stavbe substrátu.

Územie *neovulkanitov* bolo prvý raz spracované v regionálnom meradle ako celok. Určili sa tu zákonitosti vývoja vulkanizmu a jeho produktov, skúmali vzťahy medzi vulkanizmom a tektonickým vývojom a vypracoval náčrt vývoja hlbinných hmôt v priestore a čase. Za pomoci geofyzikálnych výskumov a hlbinných vrtoŧ vypracoval sa obraz o reliéfe a stavbe podložia.

V *kvartérnych útvaroch* sa riešila stratigrafia a litológia za pomoci nových metódik, pričom osobitná pozornosť sa venovala deformačným procesom, ovplyvňujúcim stavbu veľkých stavebných diel.

V rámci *hydrogeologického výskumu* sa uskutočnilo bilančné vyhodnotenie dynamických zásob podzemných vôd v niektorých útvaroch mezozoika a skúmajú sa možnosti využitia statických zásob krasových vôd ako aj dynamika vôd v banských dielach.

Značný pokrok zaznamenal aj *laboratórny výskum*, najmä vďaka uplatňovaniu rozličných nových metód, hlavne paleotermometrických, termoluminiscenčných, paleomagnetických a nukleárno-geologických na základe štúdia izotopov niektorých vybraných prvkov.

Dosiahnuté výsledky umožňujú nám načrtnúť hlavné smery a program ďalšieho geologického výskumu. V rámci spoločného výskumného plánu: *Výskum karpatskej geosynklinály s ohľadom na štúdium zákonitostí vývoja orogénov* budú sa riešiť nasledovné čiastkové úlohy: litogenéza a litofaciálna analýza hornín karpatskej geosynklinály; tektonika čs. Karpát (spojená so zostavením tektonickej mapy 1 : 200 000); biostratigrafia a biofácie; paleogeografia; vzťah magmatizmu a metamorfizmu k tektogenéze; vzťah neoidného vulkanizmu k tektogenéze; zákonitosti vývoja endogénnych metalogenetických procesov; nukleárno-geologický výskum a geochemický výskum geologických procesov. Vypracovaním a realizáciou tohto jednotného plánu dosiahne sa koordinácia výskumu medzi jednotlivými pracoviskami. Našou snahou pritom musí byť poznanie podstaty prírodných javov a ich foriem tak, aby bola zabezpečená rovnováha medzi detailnou analýzou na jednej strane a koncepciou, resp. syntézou na strane druhej. Významným faktorom pri geologickom výskume je poznanie jednotky času, t. j. doby po ktorú sa zemská kôra vyvíjala. V budúcnosti bude pri našich výskumoch potrebné podstatne viac využívať poznatky iných príbuzných vied, najmä chémie, fyziky, matematiky, biológie a pod.

Pri našom retrospektívnom hodnotení dosiahnutých výsledkov vidíme, že rozvoj geológie na Slovensku nemožno oddeliť od sústavného rastu a rozvoja Geologického ústavu Dionýza Štúra (t. j. niekdajšieho Štát. geologického ústavu, založeného pred 25 rokmi). Temer všetky významné geologické podujatia, konferencie, semináre a pod. sa uskutočnili buď priamo na ústave, alebo ústav sa na nich významne podieľal, nech ich usporiadateľmi boli vysoké školy, Slovenská akadémia vied, alebo iné inštitúcie. Možno teda štvrtstoročné jubileum založenia Geologického ústavu D. Štúra považovať právom za jubileum celej slovenskej geológie. Je pritom našou milou povinnosťou poďakovať sa tým, ktorí sa priamo, či nepriamo zaslúžili o jej zrod a rast, v prvom rade akademikovi Dmitrijovi Andrusovovi, ktorý či už na ústave, alebo na škole vychoval väčšinu našich mladších geológov. Rovnako vďaka patrí akademikom Kettnerovi, Koutkovi, Zoubkovi, Čepkovi a Zárubovi, ktorí pomáhali pri budovaní geologického ústavu na Slovensku v jeho

najťažších obdobiach. Ústrednému geologickému úradu a jeho predsedovi vďačíme za vytváranie stále lepších podmienok pre našu výskumnú prácu, predstaviteľom Ústredného ústavu geologického, najmä býv. riaditeľom ústavu akademikovi Čepkovi a Zoubkovi, ako aj dr. Žeberovi a terajšiemu riaditeľovi dr. J. Svobodovi, členovi-korešpondentovi ČSAV, za sústavnú pomoc a priateľskú spoluprácu či už pri výstavbe ústavu, alebo pri zabezpečovaní geologického výskumu karpatskej oblasti. S úctou si dnes pripomíname meno zakladateľa praktickej (užitej) geológie na Slovensku, neb. dr. inž. Vsevoloda Čechoviča. Napokon naša vďaka patrí aj bývalým riaditeľom Geol. ústavu D. Štúra dr. L. Ivanovi a prof. dr. M. Maheľovi, ktorí rovnako ako niekdajší i terajší pracovníci ústavu prispeli svojím dielom k úspešnému plneniu našich výskumných úloh. Solidná odborná príprava, húževnatá, poctivá a vytrvalá práca každého z nás na svojom úseku je zárukou, že naše výsledky i naďalej zabezpečia čestné miesto Geologickému ústavu Dionýza Štúra a západokarpatskej geológie v meradle celoštátnom i medzinárodnom.

Spracoval Veb-

JÁN ILAVSKÝ

Prehľad geologicko-tektonického vývoja magmatizmu a metalogenézy Afganistanu

V súvislosti so svojou cestou do Afganistanu v r. 1962 preštudoval som podrobne množstvo geologickej literatúry a originálnych rukopisných zpráw a získal i prvú tlačenú geologickú mapu v mierke 1:6,000.000. Tieto materiály umožňujú mi podať presnejší prehľad o geologicko-tektonickom vývoji zeme a v zásadných rysoch načrtnúť problémy magmatizmu a metalogenézy, o ktorých sa dosiaľ písalo len málo. Základnú literatúru, citovanú v tomto prehľade uvádzam v práci J. Ilavský — J. Kantor (1965): *Príspevok ku geológii a geochronológii širšieho okolia Kabulu*, Geol. práce, Zprávy 37.

Územie Afganistanu leží, ako je známe, v *alpínsko-himalájskej zóne* medzi platformou sibírskou na severe a indickou na juhu. Preto sa paralelizovala jeho geologická stavba s okolitými územiami a na základe toho syntetizovali fragmentárne údaje, uvádzané v rôznej literatúre o Afganistane. Išlo často o veľmi rôznorodé zprávy a geologické pomery sa v nich popisovali pasportami túr. Preto bolo až donedávna toto územie na geologických mapách bieluou škvrnou. Pôčinila sa o to aj relatívne zlá prístupnosť pre nedostatok dopravných spojov, ale i izolácia krajiny od vonkajšieho sveta až do čias druhej svetovej vojny. Poloha krajiny vo vysokohorských oblastiach Hindu-kuša s výškami 4—7 tisíc metrov a jej nárazníkové postavenie medzi SSSR a Indiou túto izoláciu dlho podporovali.

Po druhej svetovej vojne sa aj v tomto ohľade veľa zmenilo. V rámci bilaterálnych zmlúv a za pomoci OSN rozvinuli sa v posledných desiatich rokoch geologické výskumy Afganistanu natoľko, že bolo možné vydať aj prvú geologickú mapu územia a objavilo sa niekoľko prehľadných článkov od rôznych autorov.

Najzávažnejšie práce o geologickej stavbe a tektonickom vývoji Afganistanu pochádzajú od Popola — Trompa (1954), Desia (1960), Mennessiera (1960, 1961) a Mennessiera — Lapparenta (1962). Každá z týchto prác podáva vlastný názor o geológii, stratigrafii, magmatizme, tektonike atp., opierajúce sa sčasti o vlastné poznatky, sčasti o staršie

publikované práce. V tomto príspevku v hrubých rysoch zhrnieme najpodstatnejšie výsledky citovaných i starších prác (pozri tiež I l a v s k ý — K a n t o r 1965).

Za hlavné štruktúrne elementy územia Afganistanu sa považujú od čias S u e s s a (1909) tri veľké tektonické pásma: *zóna kuenlunská* na severe, *zóna karakorumská* v strede a *himalajská* na juhu. Podľa D e s i a — M a r u s s i o (1960) sa tu uplatnili hlavne dve severnejšie: kuenlunská a karakorumská; prvá zaberá afgánsky Turkestan na severe krajiny, karakorumská vlastný Hindukuš (D i o f u r 1961). Okolie Kabulu považujú niektorí autori (K r i s h n a n 1949) za medzihorský masív, kým k himalajskej zóne sa zaraďuje len pohraničné afgánsko-pakistanské územie a Sulejmanské pohorie. M e n n e s s i e r (1961) považuje za himalajský systém celý južný Afganistan J od Hindukuša; vychádza pritom z členenia alpsko-dinarídnej sústavy v južnej Európe, Turecku a Iráne. Za východné pokračovanie alpských systémov považuje afgánsky Turkestan, ktorý smerom k SV pokračuje do Pamíru. Hindukuš—Hadzaradžat hrali podľa neho úlohu intermediárneho masívu a na V prechádzajú do karakorumských jednotiek. Dinaridná zóna v zmysle európskeho delenia má na území Afganistanu ekvivalent v kabulskej oblasti, čiže je podľa neho súčasťou himalajského systému s dvoma jednotkami druhého radu: *afganidy* (archaické príkrovy) a *ghaznévidy* (mladšie útvary).

Aj názory autorov na stratigrafiu jednotlivých útvarov a na ich tektonický vývin sa rozchádzajú. Podľa H a y d e n a (1909—1911), F u r o n a (1924, 1926) a hlavne M e n n e s s i e r a (1961) a M e n n e s s i e r a — L a p p a r e n t a (1962) sa k archaiku priraďujú rôzne metamorfované série v zóne afganid, napr. mezozonálne metamorfovaná séria Deh-i-Sabz, ktorá pozostáva z mramorov a kvarcitov a našli sa v nej zvyšky *conophytov* (M e n n e s s i e r 1961). Na V od Kabulu leží na tejto sérii diskordantne iná séria tvorená z rúl, amfibolitov, leptinitov, kvarcitov, karbonátov, čiernych bridlíc s injekciami epidioritov, doprevádzaných migmatitmi — séria kabulská. Územie Z od Kabulu je oddelené od kabulskej série tektonicky, pričom pod ňou vystupuje staršia séria majdanská, budovaná tiež z rúl, svorov, kvarcitov, bielych mramorov a rohovcových vápencov. Na nej leží mladšia séria *Kalu* (ešte menej metamorfovaná), ktorú tvoria sericitické fylity, kvarcity, okaté ruly (staré eruptíva). H a y d e n (1911) ju označuje ako Helmand séria; tvorí substrát pohoria Koh-e-Baba v Turkomanskom údolí a v Ghorbande, kde sú v nej vyvinuté hrdzavé vápence. Do archaika zahrňuje M e n n e s s i e r aj celkom nemetamorfovanú sériu Kotandar, ktorú zastupujú zelené a tmavé bridlice, spočívajúce na rulách a cez ňu transgreduje karbón.

Podľa M e n n e s s i e r a boli archaické série počas kaledónskeho orogénu intenzívne zvrásnené do V—Z vrás, prevrátených a sunutých k J na vzdialenosť 23 km; tak vznikol tzv. kabulský príkrov, tiahnuci sa od Heratu po Kabul a ďalej na V. Príkrov bol prvým vrásovým pohorím na území Afganistanu a tvorí podstatnú časť štruktúrnej jednotky afganid. Južne od nich sú ghaznévidy, ktoré majú SV—JZ smery, vytvorené v neskorších érach.

Všetky opísané série považujú P o p o l — T r o m p (1954) za mladšie útvary ako devón; podľa nich boli metamorfované počas jury a oligocénu. Od Heratu po Kabul vidieť (podľa nich) prechody z katazóny cez mezozónu až do epizóny v stratigraficky tých istých útvaroch.

V r c h n ý d e v ó n je najstarší útvar, preukázaný bezpečne paleontologicky (čo uznávajú všetci bádatelia). Faunu z Hindukuša určil ešte H a y d e n (1911) a C o w p e r — R e e d (1911). Devón má na báze zlepenca, hlavne v Ghorbande (SZ od Charikaru); nad nimi nasledujú hematitové ložiská Hadžigaku (podľa L a p p a r e n t a ložiská patria ešte proterozoiku). Vyššie nad hematitmi sú ílovité bridlice a čierne vápence so *Spirifer verneulli*, *Strophalosiou*, *rynchonelami*, *trilobitmi* atď. Podľa B r ü c k l a (1935) a T r o m p a — P o p o l a (l. c.) do devónu možno zaradiť na faciálno-litologickom základe aj ďalšie úseky v centrálnom a východnom Hindukuši. Podľa M e n n e s s i e r a (1961) more zaplavilo v devóne i celý juh Afganistanu (afganidy a gaznévidy).

K a r b ó n je zastúpený podľa C o w p e r — R e e d a (1911) spodným, miestami vrchným

karbónom. Spodný karbón bol určený paleontologicky na základe brachiopódov, krinoídeí a fusulín, ktoré sa vyskytujú vo vápencoch série Helmand v okolí Ak-Ribat (140 km SZS od Kabulu). Desio (1960) však pochybuje o správnosti tohto určenia s odôvodnením, že tento tzv. spodný karbón neleží nikde na devóne v takej pozícii, že by bol nad ním ešte i vrchný karbón.

Do obdobia medzi spodným a vrchným karbónom zaraďuje Desio (l. c.) a Mennessier (1961) hlavné fázy hercýnskeho orogénu, hoci Popol—Tromp (l. c.) o nich pochybujú. Možnosť existencie tohto orogénu a intruzívneho magmatizmu pripúšťajú i Brückl (1935) a Herboldt (1925) s tým, že časť granitov v centrálnom a západnom Hindukuši môže byť varískeho veku (okolie Džebel-us-Siraj). Podobne i východne od Kabulu pri Sarobi a Tandži Gari pripúšťa Desio možnosť existencie varískych žúl.

Vrchný karbón stanovil v okolí Ak-Ribatu Khwajagar tiež Hayden (l. c.) na paleontologickom základe. Na báze ide o masívne vápence bez fosílií; nad nimi sú čierne kompaktné vápence s brachiopódmi, v ktorých sú vložky bridlice a kremencov. Vyššie nasledujú vápence s brachiopódmi, svagerinami, fusulinami a na vrchu krinoídeové vápence. Podľa Mennessiera (l. c.) sú takéto horniny zastúpené i V od Kabulu v pohorí Khurd-Kabul a asi 40 km Z od Heratu pri iránskych hraniciach. Najvrchnejšie členy vrchného karbónu sú však regresívne v dôsledku mohutného vulkanizmu vo východnej časti Hindukuša.

Perm. Vrchný karbón prechádza plynule vo vývine morskom so sumatrinami, fusulinami do vrchného permu, menovite v Hindukuši (okolie Šibarského priesmyku), kde je známy i spodný perm v podobe šedých a tmavých vápencov s neosvagerinami (Hayden 1911; Cowper—Reed 1911; Popol—Tromp 1954). V oblastiach afganíd v širšom okolí Kabulu leží perm transgresívne na staršom metamorfovanom podklade, čím je podľa Haydena preukázaná existencia varískeho orogénu. Tromp—Popol však tvrdia, že perm i jeho starší podklad bol metamorfovaný až v jure a potom v oligocéne; nevylučujú tu ani existenciu karbónu, prípadne až devónu.

Trias. Konečné fázy hercýnskeho orogénu do ukončenia permu vytvorili podľa afganidného (prekambrického) pohoria druhé paralelné pohorie varískeho veku, t. j. budúci Hindukuš (Lapparent—Mennessier 1962). Počínajúc triasom vidno totiž rozličné vývinové mladších útvarov na severných svahoch Hindukuša (v afganskom Turkestane), kým na juhu sú fácie tých istých útvarov inakšie (afganidy, ghaznévidy).

Západné a severozápadné časti Hindukuša majú vývin triasu kontinentálny vo fácií série Doab, opísanej už Griesbachom (1886 a), Haydenom (1911) a Rossetom—Mennessierom (1961). Táto leží diskordantne na starom podklade uralo-permienu. Má na báze zlepenca, nad nimi bridlice stredného triasu s daonelami a ceratitami (Furon—Boureau—Rosset 1950, 1951). Transgresia prišla podľa Mennessiera od východu pozdĺž osi Hindukuša. Floristicky je v tejto sérii preukázaný ešte aj réť. Podľa Popola—Trompa sú v triase dve diskordancie: jedna na báze stredného triasu a druhá medzi vrchným triasom a liasom; obe sú výsledkom mohutného spodnojurského vulkanizmu a plutonizmu.

V južnej časti v zóne afganíd má trias tiež morský vývin v podobe série Khinguil, ktorá zahrňuje okrem triasu aj juru a kriedu (Griesbach l. c.; Hayden l. c.); Tromp—Popol l. c. ju označujú ako sériu Sarobi. Podľa Mennessiera (1961) himalajský vývin zastupujú brachiopódové vápence a vyššie krinoídeové vápence (pohorie Khurd-Kabul). Tromp—Popol nazývajú ich ako megalodontové vápence. Územie, kde sa tieto série vyskytujú, je slabo preskúmané.

Jura. Obdobne ako trias i jura má na území Afganistanu dva rozličné vývoje: severný a južný. Prvý začal mohutnými vulkanogénnymi horninami spodnojurského veku (Popol—Tromp 1954; Desio 1960). Vulkanizmus započal gabroidnými intrúziami a potom efúziami bazaltov. Neskôr sa vyliali kremité porfyry a po nich intrudovali granitoidné horniny a granodiority v centrálnom Hindukuši. Tieto spôsobili metamorfózu a asimiláciu predliasových komplexov. Rozsah liasových granitoidov je na povrchu malý (24×64 km). Podľa Desia ich zloženie varíruje od tonalitov po amfibolické diority. Spolu s nimi sa často vyskytujú aj žilnaté tonalitické porfyry.

Okrajové časti intrúzií bývajú metasomatické, ich vnútro býva ale z pravých intruzív. Jednotlivé malé masívky sú súčasťou rozsiahlej granitoidnej intrúzie, ukrytej v hĺbke pohoria, ktorá sa však prejavuje gravimetricky pozdĺž celého pohoria (Desio—Marussi, l. c.).

Na vulkanogénnych komplexoch spodnej jury leží diskordantne séria Saighan s hojnou angarskou flórou. Ide o bridlice, zlepenca a pieskovce s polohami obsahujúcimi charakteristickú morskú faunu. Sú v nich paralické uhoľné slaje Karkaru a Išpušty (známe banské uhoľné závody). Flóra je tu bohatá, doteraz nespracovaná. Podľa Harrisa (in Tromp—Popol, l. c.) ide asi o vrchnú juru; iní autori určili túto flóru za spodnojurskú (Seewart 1912; Furon—Boureau—Rosset 1950; Sitholey 1938). V Karkare v uhoľnej sérii vystupujú podľa Desia (l. c.) i vložky s morskou faunou bajósu-batu-kalova. Táto séria je slabo metamorfovaná (podľa posledného autora v dôsledku oligocénnej metamorfózy).

Na juhu zeme v kabulskej oblasti má jura morský vývin himalajského typu a vyvíja sa postupne z triasu. Ako súčasť série Khinguil (Sarobí s.) tvoria ju rôzne typy vápencov (slabo preskúmané; Mennessier 1961).

Krieda. Na severe zeme, hlavne v Hindukuši, býva na báze kriedy slabá diskordancia a po nej sa vyvíja kontinentálna (Tromp—Popol), resp. (podľa Desia) sublitorálna séria Red-Grit. Na báze sú zlepenovo-pieskovcové horniny, v ktorých Tromp—Popol našli valúny jurských žúl a iných vulkanických hornín jury, menovite v širšom okolí obce Doab na severnej strane Hindukuša, pri Išpušte a inde. Vyššie nasledujú červené pieskovce so sadrovcami, ílmi a uhlím. Pred usadením série Red-Grit sa tu teda uplatnila kimérska fáza vrásnenia (Mennessier 1961) na veľkých plochách, čo dokumentuje veľký plošný rozsah série Red-Grit (od východných častí Hindukuša ďaleko na S do afgánskeho Turkestanu), zastupujúcej v podstate spodnú kriedu. Cenomanu patria komplexy zelených pieskovcov a slieňov, glaukonitických vápencov a vápnitých pieskovcov s faunou exogýr, ostreí a gryfeí. Turón je faciálne dosť premenlivý; v okolí Taškurganu ide o sliene, vápence, pieskovce, pri Išpušte zasa o bridlice, pieskovce so sadrovcami až vápencami (Tromp—Popol 1954).

Južný a juhovýchodný Afganistan má v kriede opäť morské fácie s hojnosťou rudistov, alveolín a pod., hlavne v Hadzaradžate (Mennessier 1961). Vápence bývajú šedé, hnedé, zelené i čierne s prechodmi do vápnitých pieskovcov (Tromp—Popol l. c.). Počas albu more zalialo i centrálnu časť Hindukuša a preniklo ďaleko na S; v cenomane však ustúpilo ďalej k S (Mennessier l. c.). Na cenomane diskordantne ležia turónske (Tromp—Popol l. c.) masívne vápence (bližšie k Hindukušu), na S zeme sú to pórovité vápence, rohovec s faunou gastropódov, exogýr, gryfeí a inocerámové sliene. Na západe krajiny v okolí Farah bývajú v turóne vyvinuté tmavé vápence s rudistami, gastropódmi, orbitolínami a cuneolínami. Podľa Desia je v Afganistane zastúpený azda aj senón.

Na viacerých miestach zeme sa prejavuje v tejto dobe magmatizmus, ktorý mal svoje maximum v oligocéne.

Eocén. V porovnaní s jurou má eocén obrátené vývinu. Na severe zeme má totiž morský ráz, kým na juhu sa morské fácie uplatnili len v nepatrnej miere; dominuje tu vulkanizmus. Hindukušské pohorie zostalo už vynorené (Mennessier 1961). Na severe krajiny býva prechod zo senónu do paleocénu pozvoľný v podobe taškurganskej plytkovodnej série s faunou ostreí, zastupujúcou landén (Mennessier l. c.). Vývin pokračuje nepretržite cez eocén až do oligocénu. Ide o sliene s polohami pieskovcov (v okolí Kunduzu a Šibargánu i v povodí rieky Murghab aj vápencový vývin); tu je aj vrchný eocén zastúpený zelenými bridlicami, slieňmi, šedými vápencami, ilovcami s numulitmi, operculinami, echinoideami a červmi (Vjalov 1936).

Na juhu zeme sa morský vývin uplatnil hlavne v paleocéne. Išlo o plytkovodný flyš, prerušovaný mohutnou vulkanickou činnosťou bázičského charakteru. Ide o tzv. sériu Kotagae (Mennessier 1961) tvorenú peridotitom. Báziká sú sčasti serpentinizované, vyliali sa sčasti v podmorských podmienkach. Medzi lávovými prúdmi a pyroklastikami sa totiž zachovali vložky

sedimentov s morskou vrchnolútetskou faunou numulítov. Táto séria končí vápencami. Podľa Desia sa uplatnil v tejto dobe južne od Kabulu hlbinný plutonizmus na rozsiahlom území a spôsobil metamorfózu všetkých starších útvarov (včítane eocénu). Najznámejšie územia s týmto vulkanizmom sú povodie Loggaru a v okolí mesta Ghazni, kde vidno ako serpentinity prerážajú turónske vápence (Tromp — Popol l. c.). Časove je teda alpínsky plutonizmus na juhu o niečo starší ako na severe krajiny.

Oligocén. Podľa väčšiny bádateľov sa v tejto ére odohrali hlavné alpínske orogenetické fázy (pyrenejská, štýrska, sávska), pričom došlo k rozsiahlym intrúziám a efúziám kyslých i bázičných eruptív (Krishnan l. c.; Tromp — Popol, Desio, Mennessier l. c.). Na severe a západe krajiny okolo Heratu a v povodí Murghabu sa tento vulkanogénny komplex označuje ako séria Sabzak. Ide o červené tufy, hrubé aglomeráty, lávové prúdy porfyritov a pod. Medzi Heratom a Šin Dandom, pri Obehu vystupujú tiež masívy granitoidov: žúl, granodioritov, porfyritov a mladších žilných telies granitov, ktoré prerážajú karbón až vrchnú kriedu (Tromp — Popol 1954). Časove neskôr nasledovali výlevy bazaltov, kremitých keratofýrov, ich tufov a tufitov a pod. Podľa Desia (1960) oligocénny vulkanizmus bol oveľa intenzívnejší, plošne rozsiahlejší a kontaktnými a regionálne metamorfnými vplyvmi účinnejší než plutonizmus v jure. Aj o týchto granitoidoch hovorí, že bývajú na okrajoch asimilačné, avšak v strede masívov ako pravé granity.

Miocén je v Afganistane už poorogénny. Na severe krajiny leží obyčajne na sérii Sabzak, alebo na kriede. Okolo soľných ložísk Taliqanu a Namakabu v kunduzskom kraji ide hlavne o sliene, vápence a sadrovce; vyššie je kamenná soľ v podobe diapýrových štruktúr a dômov, nad ňou opäť sadrovce, vápence a napokon šedá a zelené sliene (Tromp — Popol 1954). Na juhu zeme v kabulskej oblasti až do blízkosti pakistanských hraníc má miocén lagunárno-riečny vývin v podobe série Lataband, ktorá tu leží na peridotitoch a serpentinitoch oligocénu (Mennessier 1961). Tvoria ju zlepenca, brekcie, valúny peridotitov, ktorých tmel býva mastencový až okrový, prípadne sú tu aj žily celistvého magnezitu (Loggarsko a južne).

Pliocén má obdobne ako predošlé útvary ešte dvojaký vývin (ba až trojaký). Na severe a západe zeme ide o sériu heratskú, ktorá leží diskordantne na paleogéne (Mennessier). Má naspodu zlepenca, potom šedohnedé sliene (Tromp — Popol 1954). V centrálnej časti Hindukuša vyčlenili Tromp — Popol (l. c.) takzvanú turkomanskú sériu, ktorá vyplní vnútorné kotliny a depresie. Sú to diluviálne horniny zlepencov, štrkov, pieskocvov s ílovitými vložkami (Kabulsko, Bamiansko, Ghorband, Pandžir). Na juhu krajiny až po pakistanské hranice zastupuje pliocén séria Siwalik. Sú to sedimenty otvorených panví a depresí s usadeninami hrubo i jemnozrnnými (Maucher 1958; Mennessier 1961). Hlavné areály jej rozšírenia sú v Pakistane. Horniny pliocénu nie sú už zvrásnené, ale bývajú porušené zlomami a zdvihmi, ktoré v dôsledku vysokej seizmicity krajiny sú aktívne až podnes. Odras týchto vertikálnych pohybov vidieť v riečnych terasách.

Kvartér. Územie Afganistanu bolo v kvartéri pokryté ľadovcami, dokladom čoho sú početné eratické bloky (bludné balvany) na planinách na juhu i severe zeme. S vývojom riečnej siete sa všade vytvárali po údoliach mohutné dejekčné kužele, svahové sutiny a terasy riek. Zemetrasenia a vertikálne pohyby boli intenzívne a trvajú podnes (Tromp — Popol 1954). Na severe zeme sa vytvorili počas kvartéru v dôsledku arídnej klímy (a ako v bezodtokej oblasti) stepi a púšte, ktoré sa sčasti zachovali i na juhu krajiny (Mennessier l. c.).

Problémy magmatizmu a metalogenézy Afganistanu

Nerastné suroviny boli na území tejto krajiny exploatované od predhistorických dôb. V helénskej ére sa z rudných surovín dolovala meď, zlato a striebro, o čom svedčia archeologické vykopávky v povodí rieky Pandžir (kabulské múzeum). V rímskej ére pribudla tu výroba železa a zliatin farebných kovov (bronzu). V ére musulmanskej, kedy boli zničené starobylé kultúry Perzie

a Afganistanu, dominovala výroba železa, spojená s výrobou zbraní. Od roku 1830 sa započalo v Afganistane s ťažbou *Pb-Zn rúd* pre export do zahraničia. Ťažili sa hlavne bane Farandžal v doline Ghorbandu. V období medzi svetovými vojami a hlavne po druhej svetovej vojne, prišli do popredia nové, dovtedy neznáme, alebo málo používané suroviny, ako *síra* (výroba zápaliek), *chromity* (pokusná ťažba USA v r. 1950), *beryl* (tiež USA v r. 1950), *baryt* (pre vnútornú potrebu zeme), *azbest* (vývoz), *lapis-lazuri*, *rubíny*, *piezzokremene* atď. Primitívna ťažba *zlata* ryžovaním sa zachovala až podnes v povodí rieky Amu Darja a jej prítokov od juhu.

Vychádzajúc z terajšieho stavu geologickej preskúmanosti zeme, možno povedať, že tvorba nerastných surovín sa odohrala vo viacerých epochách v súvislosti s magmatizmom, vulkanizmom a sedimentáciou. Jednotlivé typy a druhy surovín majú však rozličný ekonomický význam.

Kýzové typy Cu rúd sú v zemi značne rozšírené a viažu sa na rôzne typy hornín. Podľa Herbordta (1925, 1931) sa vyskytujú v maidanskej sérii (ktorú považoval za devón), Mennessier (1961) za archaikum. Zrudnenia ležia v amfibolitoch, striedajúcich sa s bridlicami, mramormi a erlami. Tvar zrudnení býva šošovkovitý, súhlasný s vrstevnatosťou hornín. Herbordt opísal obdobné kýzové zrudnenia s pyritom, chalkopyritom, malachitom, azuritom, kremeňom v serpentinizovaných bázikách pri Dobandi v pohorí Safed Koh, resp. v okolí sedla Khawak v hornom povodí Pandžíru s pyritom, chalkopyritom, limonitom a malachitom v amfibolicko-serpentinických komplexoch neznámeho veku. O niečo odlišnejší typ uvádza z obce Chilseitun, Z od Kabulu, kde ležia kýzové rudy v efúziách porfyritov, striedajúcich sa s granaticko-sludnatými rulami. Ich textúry sú vrstevnaté, výplň tvorí chalkopyrit, kremeň, pyrit a malachit. Ich hrúbka nebýva veľká, ale stabilná na väčších plochách. I tento typ označuje Herbordt ako žilný.

V oblasti JV od Kabulu (pri obci Jachtara) kýzové rudy ležia v metamorfovanej sérii v kryštalických vápencoch a bridliciach. Tvar zrudnení je hniezdovitý, ale hniezda sú súbežné s vrstevnatosťou hornín okolia. O mineralógii, textúrach a štruktúrach niet však bližších údajov.

Tieto typy zrudnení uvádzame v jednej skupine preto, že vystupujú v metamorfovaných komplexoch, ktoré sa považujú buď za archaikum alebo paleozoikum. V staršej literatúre sa považovali za hydrotermálne žilné, prípadne sa spôsob ich vzniku detailnejšie vôbec nerozvádza. V zmysle súčasného stavu názorov na genézu kýzových zrudnení vo svete (hlavne vrstevných, viažúcich sa na obzory vulkanických kyslých alebo bázických hornín) môže byť ich vznik aj *exhalačno-sedimentárny* alebo *hydrotermálno-sedimentárny*. Po svojom vzniku boli viac alebo menej metamorfované, sčasti deštruované, mobilizované (regenerované), prípadne len rekrystalizované. Ich spätosť s určitými obzormi efúziivných hornín a sedimentárny vznik môžu vrhnúť na ich perspektívne ocenenie úplne nové svetlo. Podľa stratigrafických pomerov patria buď do *archaickej alebo kaledónskej metalogénnej epochy*.

Druhá *metalogénna epocha s efúziivným vulkanizmom* bázického charakteru spadá do oligocénu a viažu sa na ňu rôzne typy zrudnení v sérii Sabzak na severe i v sérii Kotage na juhu krajiny. Vulkanické horniny tvoria peridotity, porfyryty, keratofýry a bazalty. Na juhu zeme v serpentinizovaných bázikách sú známe žily chryzotilazbestu autometamorfo-hydrotermálneho pôvodu. Vystupujú v rajóne Chost, kde dĺžka ich vlákna dosahuje až 8 cm. V tejto sérii v peridotitoch vystupujú likvidmagmatické, či diferenciačno-magmatické zrudnenia chromitov, hlavne v povodí rieky Loggar J od Kabulu. Zrudnenie má tvar stĺpov alebo šošoviek, textúra masívnu (Volin 1949; Würtz 1906; Siedbrath 1961). V tých istých komplexoch vystupujú na viacerých miestach drobné zrudnenia žilného celistvého magnezitu autometamorfo-hydrotermálneho pôvodu, ktoré často alternujú so žilami dolomitov.

Druhú veľkú skupinu zrudnení tvoria *mineralizácie, závislé od hlbinných intrúzií* rôzneho charakteru a chemizmu. Podľa Desia (1960) v Hindukuši ide o pravé a asimilačné granity a granodiority cez tonality až po gabroidné horniny (Tromp—Popol). Veková príslušnosť magmatitov sa doteraz podrobne modernými metódami neštudovala a vyplýva len z analýzy geologicko-štruktúrnych a tektonických pomerov (často i protichodné názory). Za najstaršie eruptíva sa po-

važujú v Afganistane epidiority v kabulskej sérii, ktorá patrí v zmysle Haydena (1911), Furona (1924), (1926), Mennessiera (1961) a Mennessiera — Lapparenta (1962) do *archaika*, alebo *proterozoika*. Epidiority bývajú doprevádzané mohutnejšími zónami migmatitov a rúl variskeho veku (Herbordt 1925); Mennessier (1961) ich považuje za syntektonické vrstvené intrúzie variscíd. Časť hindukušských granitoidov považujú niektorí autori za variske, t. j. vzniklé v období medzi spodným a vrchným karbónom. Podľa Brückla (1935) sú variske hlavne také, v ktorých sú hojnejšie xenolity amfibolicko-granátických rúl (sedlo Salang), okolie Džebel-us-Siraj (pozri aj Desio 1960). Druhou oblasťou s variskými granitmi je okolie Sarobi a Tandži Garí V od Kabulu (Desio l. c.), avšak značná časť hindukušských granitov patrí podľa Trompa — Popola (1954) do liasu. Ich valúny nachádzajú sa v bazálnych zlepencoch spodnej kriedy (Red-Grit) a chybujú v sérii Doab. Ich výskyt v Hindukuši nebol dosiaľ vymapovaný, podľa Desia je ich rozsah malý, avšak podľa Herbordta a Brückla môžu byť značne rozšírené. Obidva tieto druhy granitoidov (variske a liasové) ležia blízko seba (možno, že liasové prerážajú cez variske).

Ďalšou významnou fázou boli *alpínske orogentické pochody* vo vrchnom eocéne až oligocéne, kedy vznikli rozsiahle *granitoidné až gabroidné masívy* (Brückl 1935; Tromp — Popol 1954; Desio 1960; Mennessier 1961), na mnohých miestach prerážajúce kriedu. Granitoidové a gabroidné masívy oligocénneho veku sú známe podľa Trompa — Popola v širšom okolí Heratu na západe. Na juhu v okolí Kandaharu popísal takéto masívy Herbordt (l. c.) a Lemmon (1950), JV od mesta Ghazni a Gardez Mennessier (1961). Aj v centrálnych častiach Hindukuša sú takéto masívy známe. Majú raz kyslejší, inokedy bázickejší charakter (Brückl, Herbordt, Desio). V širšom okolí Dželabádu pripúšťajú Herbordt (1931) a Krishnan (1949) možnosť výskytu oligocénnych granitov, ktoré majú povahu amfibolických žúl a sú doprevádzané mohutnými pásmami migmatitov s hojnými xenolitmi parabridlic. Zo severnej časti zeme, hlavne Badaghšanu, opísal terciérne granity Brückl (1935); nevytvárajú v okolí kontaktné dvory a sú tvorené z ortoklasu, kremeňa, amfibolu, turmalínu a Mn-granátov.

V jednotlivých pohoriach vyskytujú sa v úzkej návaznosti (prípadne len so vzdialenejšími vzťahmi k opísaným intruzívam) rôzne genetické typy zrudnení. V Hindukuši sú časté v granitoidoch, alebo ich plášťoch pegmatitové žily so sludami, živcami, berylom, tantalit-niobitom, turmalínom (Czerski 1944; Hunger 1956). Také je hlavne povodie Pandžiru. Na kontakte troch granitoidov s okolím sú časté kontaktno-metasomatické, skarnové zrudnenia s magnetitom (Mommž 1960; Lapparent 1961), v Hindukuši, v Koh-e-Baba a inde. Hojné bývajú tiež hydrotermálne žilné, alebo metasomatické zrudnenia so sideritom, prípadne i sulfidickým zrudnením typu Cu rúd, alebo viac Pb-Zn rúd, najmä v Ghorbande, Pandžire a v oblasti Khawak sedla (Lemmon, Hunger, Brückl l. c.). Vzácná je paragenéza s lapisom lazurí (Majorov 1961) v Badaghšane, kde sa vyskytujú tiež žily zlatonosných kremeňov, poskytujúce možnosti vzniku rozsiahlych rýžovnísk na zlato v povodí Amu Darje.

Okolo Kandaharu v areáloch granitoidných hornín sú rozšírené tiež *kontaktno-metasomatické skarnové zrudnenia* s magnetitom v rajóne Khakrez (Volin 1949; Lemmon 1950). Známe lokality sú Hadži Allam, Galla-i-Assad, Auliet. Niektoré skarny v tejto oblasti (napr. Bibi Gauhar) majú ešte mladšie naložené polymetalické mineralizácie s datolitom, vezuvianom, pyroxénmi, galenitom, sfaleritom, wucritom, chalkopyritom, tetraedritom, rýdzim zlatom (Herbordt, Lemmon l. c.). Iné skarny v tejto oblasti majú Cu-W-Mo mineralizáciu, prípadne sú vyvinuté i na samostatných kremenných žilách (Würtz 1960). Na rade hydrotermálnych žíl v okolí Kandaharu sú známe Cu-rudy (Urdu Kotal, Chaman, Farah, Mukur atď.), považované za alpínske.

V západnej časti zeme okolo Heratu sa viažu na rôzne vyvreliny mladého veku cínonosné zrudnenia, pravdepodobne vysokotermálneho charakteru, inde nízkotemperatúrne zrudnenia anti-monovo-ortuťnaté. Okolo Dželalabádu sa na granitoidné masívy a ich okolie viažu mohutné systémy pegmatitových žíl s berylom, živcami, kolumbitom, sludami, spodumenom, kremeňom (Gou-

lam — Ali-Chan 1945; Lemmon 1950). Známe sú aj menšie hydrotermálne žily s Cu mineralizáciou (Herbordt 1931). Tieto zrudnenia ležia väčšinou v *metamorfovaných horninách* (Kabulská, Maidanská, Kalu série atp.), patriacích buď do archaika, proterozoika, alebo paleozoika (devón-perm), prípadne i do sérií mezozoicko-terciérnych. Táto okolnosť i nápadne zhodná paragenéza zrudnení, ktoré ležia nielen v rôznych geologických útvaroch, ale i v rozličných (značne vzdialených) pohoriach, spôsobujú, že nie je jasné, do akej miery sú tieto mineralizácie monoaktné, t. j. závislé len od jednej fázy magmatizmu, alebo či azda nejde o mineralizáciu (rudné polia a obvody, prípadne subprovincie) polyaktného charakteru, t. j. takú, ktorá sčasti súvisí s variským, sčasti s liasovým a sčasti s oligocénnym magmatizmom. Polyorogénny charakter vývoja územia Afganistanu pripomína polycyklický, polyorogénny a polymetalogenetický ráz alpsko-karpatskej sústavy Európy v zmysle Huttenlochera (1953), Ilavského — Čillíka (1959) a Kantora (1964).

Tretiu skupinu rudných ložísk tvoria *sedimentárne formácie*, ktoré sú v Afganistane len slabozastúpené. V prvom rade ide o sedimentárne Fe rudy (hematitové), známe od čias Haydena (1911) zo sedla Hadžigak v Hindukuši. Podľa najnovších výskumov Lapparenta (1961) tvoria hematity tri polohy v metamorfovej, predkambrickej sérii Kalu. Okolné horniny rúd sú kremito-sericitické fylity s polohami kvarcitov. Až nad nimi transgreduje devón. Ložisko je silne dislokované. Mocnosť rudnej polohy je až 30 m. V zmysle Percivala-Blondela ide o Lacke Superior typ rúd, t. j. o masívne hematity s malým podielom spekularitu bez páskovania a bez diferenciacie kremeňa od hematitu. Podobné hematitové sedimenty sa vyskytujú v starých prekambrikských komplexoch v povodí rieky Loggar J od Kabulu, združené s karbonátovými horninami; ich mocnosti sú malé, ale stabilné na veľkých plochách. Obdobné ložisko hematitovej rudy je pri sedle Palang Sor východne od Heratu v pieskovochoch a fylitoch, resp. pri Kuche a inde.

Z ostatných surovín môžu tvoriť sedimentárne sloje *mangánové rudy* v rôznych častiach zeme, spomínané v rukopisných zprávacích veľmi stručne bez bližšej geologickej charakteristiky.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

Poznámky k publikovaniu chemických analýz erupčných a metamorfovaných hornín

V posledných rokoch sa v západokarpatskej literatúre čoraz častejšie uverejňujú výsledky chemických analýz erupčných a metamorfovaných hornín, lebo petrochemické štúdium sa stáva neoddeliteľnou súčasťou geologického výskumu.

Aby sa mohli petrochemicky zhodnotiť aj väčšie horninové komplexy z niekoľkých pohorí (a teda použiť výsledky petrochemického štúdia aj niekoľkých autorov), je potrebné, aby výsledky analýz boli čo najkompletnejšie. Opierajúc sa o práce rôznych autorov, zhrniem v ďalšom najčastejšie chyby, ktoré sa vyskytujú pri publikovaní chemických analýz. Sú to najmä tieto:

1. Jednou z najčastejších chýb, resp. nedostatkov je *nepresná, prípadne nedostatočná lokalizácia analyzovanej vzorky*. Je to závažné najmä u metamorfovaných hornín, ktorých chemické zloženie sa mení často už v rozmedzí niekoľkých metrov.

2. Pri vyhodnocovaní chemizmu hornín nezbytnou požiadavkou je poznanie ich petrografického charakteru. Ide najmä o *udanie modálneho zloženia* holokryštalických hornín, alebo aspoň pomeru medzi sklovitou základnou hmotou a porfy-

rickými výrastlicami. V prípade publikovania planimetrických analýz treba modálne charakterizovať v prvom rade chemicky analyzované vzorky. Pritom treba dbať, *aby sa čísla chem. analýz zhodovali s číslami planimetrických analýz*. V takom prípade nie je potrebné opätovne uvádzať lokality planimetrickej analýzy.

U hornín, ktorých presné modálne zloženie nie je prakticky zistiteľné, nutno uviesť aspoň stručný petrografický popis horniny (každej analyzovanej vzorky!), najmä textúru, štruktúru, minerálne zloženie, zistené premeny horniny a ich rozsah, farbu a i. Petrogr. popis treba uvádzať aj u analýz hornín s udanou planimetrickou analýzou. Logickým výsledkom tohto popisu je *presné označenie horniny*.

3. V Západných Karpatoch sa v minulosti s úspechom používala Rosiwalova metóda prepočtu modálneho zloženia kyslých holokryštalických eruptív na chemizmus horniny (T u r n a u — M o r a w s k a 1948; J. a L. K a m e n i c k ý 1955). Zo všeobecných zásad štatistickej analýzy je známe, že s čím väčším počtom jednotiek narábame, tým sa vypočítaný priemer viac približuje skutočnému stavu. *Pri planimetrických analýzach hornín* nutno preto uvádzať *aj dĺžku meranej línie*, príp. počet bodov a ich vzdialenosť. Planimetrická analýza býva zaťažovaná objektívnymi i subjektívnymi chybami (drobnozrnnosť horniny, nesprávna identifikácia minerálov). Z týchto i ďalších dôvodov postačí uvádzať prepočet na obj. percentá jednotlivých minerálov s presnosťou desatiny %.

4. Chemická analýza horniny v dnešných podmienkach nebýva výsledkom práce geológa, ale chemika. Navrhujem preto, uvádzať *meno analytika horniny a rok vyhotovenia* chemickej analýzy. Metodika používaná pri analýze hornín a minerálov sa mení, a preto aj výsledky sa do istej miery rôznia. Navrhujem preto uvádzať *aj použitú metódu analýzy*. Keďže výsledky chemických analýz bývajú spravidla publikované súborne v tabuľke, postačí uviesť analytickú metódu sumárne pre všetky vzorky, analyzované rovnakou metódou. Mám na mysli napr. spôsob stanovenia alkálií (plamenný fotometer, klasicky), stanovenie CaO, MgO (gravimetricky, komplexometricky), Al₂O₃ (dopočítanie do sumy R₂O₃, prípadne stanovenie ako Al₂O₃). Stručný popis použitej metódy a pracovné podmienky sa bežne uvádzajú napr. pri rtg. a spektrálnych analýzach a pod.

5. Súčasťou publikovanej analýzy horniny je *udanie súčtu (sumy) analyzovaných kysličníkov*. Častou chybou je sumárne uvádzanie vody (H₂O⁺ a H₂O⁻). Osobitným uvádzaním H₂O— (do 110 °C) nadobudneme prehľad o charaktere horniny čo do stupňa jej vlhkosti.

6. V záujme maxim. petrochemickej a geochemickej hodnoty analýzy okrem bežných 11 kysličníkov treba stanoviť *aj obsah ďalších kysličníkov*, najmä Li₂O, BaO v pegmatitoch, sírnikovej síry v horninách s pyritom, NiO, CoO a Cr₂O₃ v ultrabázických horninách a pod. Stanovenie týchto a ďalších kysličníkov v rozličných typoch hornín má žiadať zadávateľ chem. analýzy (geológ), lebo on môže posúdiť na základe mikroskopického štúdia horniny vhodnosť či potrebu stanovenia ďalších kysličníkov.

7. Stanovením 11 bežných kysličníkov horniny chemizmus horniny nie je ešte definovaný. Pre riešenie genézy horniny a jej premien azda najväčší význam má poznanie *kvalitatívneho a najmä kvantitatívneho zastúpenia stopových prvkov*. Podľa doterajšej praxe v mnohých prácach sú na seba nezávisle uvádzané výsledky bežných 11 stanovení a spektrálne analýzy stopových prvkov, pričom často vzorky analyzované chemicky nie sú analyzované spektrálne. Doporučujem preto *spektrálne analyzovať v prvom rade tie vzorky hornín* (kvantitatívne i kvalitatívne), *ktoré sú analyzované chemicky*. V takom prípade asociácia stopových prvkov (resp. ich kvantitatívne zastúpenie) dokreslí celkový chemizmus horniny.

8. Pre petrochemické zovšeobecnenie výsledkov chemických analýz robia sa petrochemické prepočty podľa rozličných autorov. Nie je snahou pisateľa týchto poznámok obmedzovať voľbu systému prepočtu. Je však známe, že každý z týchto systémov sa hodí pre určitú asociáciu hornín, prípadne vyzdvihne do popredia tú alebo onú stránku chemizmu horniny. Doporučujem publikovať *len kompletne prepočty*, napr. i *Q, L, M* v Niggliho systéme a pod. Pred publikovaním petrochemického prepočtu *musí sa autor dokonale oboznámiť aj so spôsobom prepočítavania*. Nemali by sa preto v budúcnosti vyskytnúť prípady, že napr. v Niggliho systéme súčet *c, alk, fm, al* (príp. *Q, L, M*) sa ani nepribližuje hodnote 100 a pod. Pri preberaní petrochemických prepočtov z takejto práce sa vyskytujú ťažkosti: alebo sa preberie chybný prepočet, alebo sa prepočet upraví (a prirodzene v takom prípade už nejde o citáciu pôvodného autora).

9. V záujme možnosti študovania niektorých špeciálnych petrografických a petrochemických otázok je nutné, aby si autor *ponechal duplikát analyzovanej vzorky* (okrem duplikátu v chem. laboratóriu), ktorý by v prípade potreby mohol poskytnúť ďalším pracovníkom. Časť materiálu by sa dala v budúcnosti použiť na vyhotovenie kvantitatívnych spektr. analýz, ďalších výbrusov a pod.

Nie je účelom týchto poznámok, aby podnietili k publikovaniu dlhých popisov chemických analýz. Pisateľa viedla len snaha o najefektívnejšie využitie finančných nákladov, spojených s vyhotovovaním kompletných silikátových analýz hornín.

Dušan Hovorka,
Katedra petrografie Prírod. fakulty UK,
Bratislava

Využitie elektrohydraulického efektu pri príprave vzoriek pre mineralogické a geochemické účely

Základnou operáciou prípravy vzoriek pre mineralogické a geochemické účely je ich drvenie a mletie. Táto operácia má niekoľko nedostatkov: 1. často dochádza k nežiadúcemu predrveniu materiálu, ktoré má za následok veľké straty minerálov pri ich ďalšom spracovaní (koncentrácia, separácia); 2. pri drvení a mletí suchou

cestou dochádza k značnému znečisteniu pracovného prostredia a teda i vzoriek (najmä pre presnejšie geochemické metódy); 3. vzniká veľké množstvo oteru z drvičov a mlynov suchých i mokrých. V kavernách väčších zŕn oteru často nachádzame zrníčka drveného materiálu z predchádzajúcej vzorky (znehodnotenie vzorky); 4. pri drvení a mletí musíme použiť väčšie množstvo vzorky na tzv. čistiace drvenie, resp. mletie. Len po predrvení môžeme materiál použiť k ďalšiemu spracovaniu [Turovskij (1960) uvádza 10 až 15 kg materiálu na prečistenie]; 5. značná časť minerálov sa pri drvení poláme; len asi 50 % minerálov si zachová pôvodný tvar, aký mali pred drvením v hornine.

Drvenie pomocou elektrohydraulického efektu je jednou z najnovších metód. Ide tu v podstate o priamu premenu elektrickej energie na mechanickú, bez použitia rotujúcich súčastí. Elektrohydraulickým efektom sa už dlhší čas zaoberá Jutkin (1959; v SSSR skúšali drvenie a mletie elektrohydraulickým efektom polopriemyselnými zariadeniami), ktorý uvádza tieto výhody drvenia elektrohydraulickým efektom: a) vysoký stupeň drvenia; b) selektívnosť drvenia; c) znečistenie rudy kovovým oterom prakticky neexistuje; d) zariadenie je bez rotujúcich súčastí. Preto sme sa rozhodli vyskúšať túto metódu drvenia vzoriek pre mineralogické, geochemické i niektoré paleontologické výskumy.

V ČSSR sa elektrohydraulickým efektom zaoberajú pracovníci Výskumného ústavu pre mechanizáciu a automatizáciu v Novom Meste nad Váhom, v Bulhariku pracovníci Bansko-geologického ústavu v Sofii.

Princíp a popis zariadenia

Elektrohydraulický efekt je spôsob, ktorým sa môže meniť elektrická energia priamo na mechanickú, bez použitia rotujúcich súčastí. Ide tu v podstate o výboj vysokého napätia v kvapalnom prostredí. V dôsledku výboja vznikajú v kvapaline hydraulické impulzy, pozostávajúce z dvoch úderov: a) základného — hydraulického, b) druhého — kavitačného. Ako prostredie pre vznik elektrohydraulického efektu môže byť použitá ľubovoľná kvapalina; čím je kvapalina menej stlačiteľná, tým sa získa vyšší tlak a brizantnejší elektrohydraulický úder (najvýhodnejšia je voda).

Jutkin (1955) zistil, že zóna vysokého tlaku, ktorá vzniká pri výboji v kvapaline, má okolo iskrového výboja nasledovné oblasti: *oblasť rozrušovania*, v ktorej skoro všetky materiály sa delia na disperzné častice; kvapalina v tejto oblasti dostáva pravdepodobne vlastnosti tuhého krehkého telesa;

oblasť spevňovania: mnohé materiály sa tu rozrušujú, kovy sa spevňujú, kvapalina má pravdepodobne charakter pevného, pružného telesa;

oblasť pružných účinkov: tu prebieha vyhadzovanie častíc, vznikajú mocné vytlačovacie účinky, kvapalina je pravdepodobne v stave tekutého, veľmi pružného telesa;

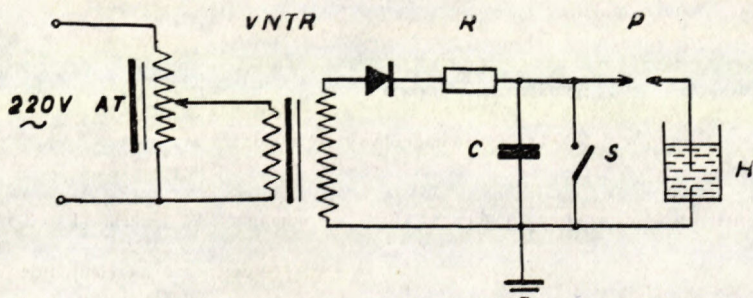
oblasť stlačenia: tlak rýchlo klesá so zväčšujúcou sa vzdialenosťou od kanála výboja; premiestňujú sa veľké množstvá kvapaliny.

K našim pokusom sme použili zariadenie skladajúce sa z nasledovných častí: AAT — autotransfómátor; VNTR — vysokonapätový transformátor s usmerňovacími elektrónkami; R — odpor; C — kondenzátor; P — pomocné iskrište; H — pracovné iskrište (drvič); S — skratovacia lišta.

Schéma zapojenia zariadenia je na obrázku 1. Autotransfómátorom menený prúd sa prepojí na primár vysokonapätového transformátora. Vysoké napätie je usmerňované pomocou usmerňovacích elektróniek. Z plus pólu usmerňovača je vedené usmernené vysoké napätie na predradný odpor, umiestnený v železnej nádobe, naplnenej olejom a uzemnenej. Odtiaľ je vedené napätie na kondenzátor a ďalej na pomocné iskrište, ktoré umožňuje: 1. zhromažďovať energiu a vo forme impulzu ju odovzdávať na pracovné iskrište; 2. skracovať časový priebeh impulzu, získať mohutný krátkodobý impulz pri každom cykle; 3. vytvárať strmé čelo impulzu, zamedziť možnosti vzniku oblúka a elektrochemických procesov v kvapaline; 4. s ohľadom na výkon zdroja ľubovoľne regulovať napätie a prúd v hlavnom iskrišti.

Z pomocného iskrišta vedieme napätie na pracovné iskrište (vlastný elektrohydraulický drvič), kde dochádza k elektrohydraulickému efektu medzi dvoma elektródami, ponorenými vo vode. Kladná elektróda musí byť hrotová, záporná môže byť buď hrotová, alebo plochá, spojená s kovovým vólcom, v ktorom drvenie prebieha. Záporná elektróda je spojená s opačným koncom dobre uzemneného kondenzátora. Do celého obvodu je zabudovaný listový skratovač, ktorým skratujeme kondenzátor v čase mimo prevádzky za účelom odvedenia zbytkového náboja a ochrany personálu pri manipulácii s drvičom.

Samotný drvič je kovová válcová nádoba (v našom prípade zo šedej liatiny) so šikmým dnom, podstavcom pre upevnenie sita a plochej elektródy. Do vnútra sa vkladá kladná elektróda v gumovej izolácii. Steny nádoby sme natreli vrstvou epoxydu, aby sme zabránili korózii. Jeden epoxydový náter vydrží asi 7 dní prevádzky. Tieto nátery sme volili miesto gumového valca, ktorý pracovníci VUMA vkladali do zariadenia, aby zabránili prerazu medzi stenami nádoby a kladnou elektródou. Epoxydový náter zabraňuje aj korózii a vzniku kovového oteru.



Obr. 1. Schéma zariadenia na elektrohydraulické drvenie.

Do drviča možno vkladat kusy hornín maximálneho priemeru 6 cm podľa veľkosti ôk sita, ktoré sa nachádza pod medzielektrodovým priestorom. Ak sa použije kovové sito, môže slúžiť ako záporná elektróda; tu však je potrebná odlišná konštrukcia válc. Rozdelenie válc sitom zabraňuje predrveniu materiálu, pretože materiál po prepadnutí sitom vypadáva z aktívnych oblastí drvenia.

Podľa údajov z literatúry a našich skúseností možno elektrohydraulickým spôsobom drviť horniny na štrk, piesok, prach a pri väčšom počte výbojov až na koloid, čo sme dosiahli pri drvení granodioritu po 45 minútach drvenia pri frekvencii 20–30 impulzov za minútu.

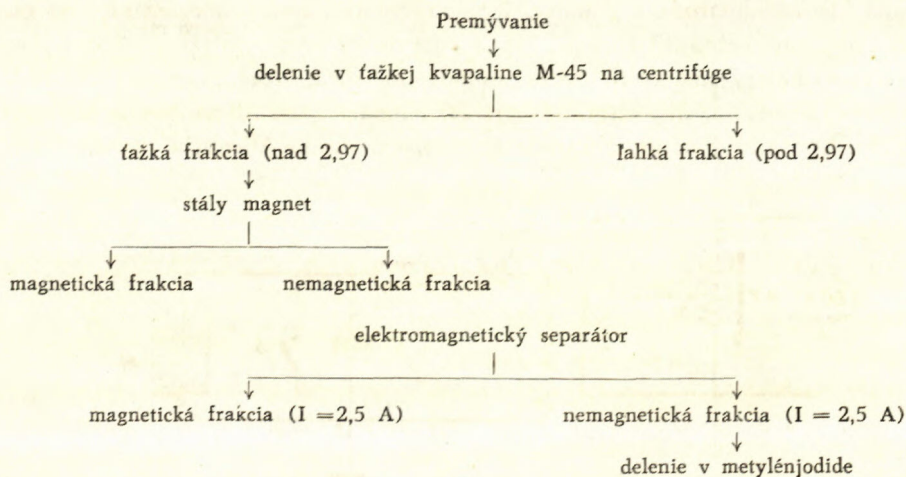
Porovnanie nového spôsobu drvenia s klasickým

Pre porovnanie nového spôsobu drvenia sme volili Ľumbiersky granodiorit, ktorý má značný obsah apatitu (okolo 0,5 %) a nižší obsah zirkónu (0,06 %; z priemeru planimetrických analýz).

Klasickým spôsobom bola drvená vzorka pripravená nasledovne: Drvenie na čelustových drvičoch na veľkosť orecha, ďalej hrachu, spojené s častým sitovaním materiálu cez sito o veľkosti ôk 0,5 mm. Potom nasledovalo krátke premieľanie v trecom mlyne, s častým sitovaním cez sito o veľkosti ôk 0,5 mm.

Elektrohydraulický spôsob (v drviči vložené sito o priemere ôk 2 mm). Drvenie trvalo 20 minút (20–30 impulzov za min.), potom bol materiál presitovaný cez sito (veľkosť ôk 0,5 mm).

Z oboch spôsobov drvenia boli odkvartované množstvá po 138 g z frakcie pod 0,5 mm. Vzorky boli ďalej spracované rovnakým spôsobom nasledovne:



Delením v metylénjodide sme získali zirkónové a apatitové koncentráty.

Podľa pomeru zachovania kryštalografického tvaru u zirkónov a apatitov získaných oboma spôsobmi drvenia sme zistili nasledovné:

	klasický spôsob	elektrohydr. spôsob
neporušené zirkóny	45,01 %	68,76 %
čiasťočne porušené zirkóny	25,42 %	21,06 %
úplne porušené zirkóny	29,57 %	10,18 %
neporušené apatity	40,6 %	73,4 %
čiasťočne porušené apatity	31,3 %	20,0 %
úplne porušené apatity	28,1 %	6,6 %

Na časti nekvarťovaného zbytku drveného materiálu sme kontrolovali pomer zachovania zrn zirkónov s týmto výsledkom.

	klasický spôsob		elektrohydr. spôsob	
neporušené	46,81 %	47,76 %	67,30 %	67,25 %
čiasťočne porušené	30,04 %	29,42 %	23,15 %	21,40 %
úplne porušené	23,15 %	22,82 %	9,55 %	11,35 %

K čiasťočne porušeným zrnám počítali sme tie minerály, ktoré mali zachovanú aspoň polovicu pôvodného tvaru. K úplne porušeným tie, ktoré nemali zachovanú polovicu pôvodného tvaru.

Z týchto údajov vyplýva, že pri elektrohydraulickom spôsobe drvenia sa zachová asi o 20 % viac celých minerálov ako pri klasickom spôsobe drvenia.

Váhový pomer apatitov a zirkónov pri porovnaní oboch spôsobov drvenia je nasledovný: zo základného množstva 138 g frakcie pod 0,5 mm sme získali:

klasickým spôsobom	352 mg apatitu	0,25 váh. %
elektrohydr. spôsobom	599 mg apatitu	0,43 váh. %
klasickým spôsobom	58 mg zirkónu	0,040 váh. %
elektrohydr. spôsobom	80 mg zirkónu	0,057 váh. %

Zo zistených váhových percent vyplýva, že elektrohydraulickým spôsobom drvenia získame: a) väčšie množstvá minerálov ako klasickým spôsobom; b) množstvá minerálov vyjadrené vo váhových percentách sú bližšie k plošným percentám planimetrických analýz oboch minerálov (apatit 0,5 plošných percent, zirkón 0,06 plošných percent), než u váhových percent minerálov, získaných klasickým spôsobom drvenia.

Zaujímavé je porovnanie veľkosti zrn apatitu, získaných pri oboch spôsoboch drvenia. Na prvý pohľad je zrejmy rozdiel medzi veľkosťou zrn apatitu (Tab. VIII, obr. 2 a 3). U elektrohydraulického spôsobu je značná prevaha zrn väčších než 0,4 mm, naproti tomu u klasického spôsobu je ich nepatrné množstvo. Rozdiel zirkónov nie je taký markantný.

Z horeuvedených údajov vyplýva, že elektrohydraulický spôsob drvenia vzoriek oproti klasickému spôsobu má niekoľko predností: (1) nedochádza k tak veľkému predrveniu materiálu ako klasickým spôsobom drvenia; (2) zachová sa asi o 20 % viac neporušených minerálov; (3) je značný rozdiel medzi veľkosťou zrn získaných pri oboch spôsoboch drvenia. U elektrohydraulického spôsobu získame väčšie množstvo zrn väčšieho priemeru; (4) získame asi o 20–30 % viac ťažkých minerálov ako klasickým spôsobom; (5) nedochádza k znečisteniu vzorky kovovým oterom a zrnami z predchádzajúceho drvenia; (6) pri práci s elektrohydraulickým drvičom nie je okolie znečisťované prachom.

Nevýhodou elektrohydraulického drvenia je skutočnosť, že sa pracuje s vysokým napätím a musia sa dodržiavať všetky bezpečnostné opatrenia. Celé zariadenie je laboratórne-skúšobného charakteru.

Elektrohydraulickým efektom možno pri dlhšom drvení dostať horninu do koloidálneho stavu. Pokusne sme v zariadení drvili glaukonitický pieskovec. Pokusne boli drvené týmto spôsobom aj numulitové vápence za účelom získania makrofauny.

Záverom poznamenávame, že elektrohydraulický efekt je pomerne veľmi mladá metóda drvenia a že je v tejto dobe len v svojich začiatkoch.

Na tomto mieste ďakujem spolupracovníkom oddelenia geochémie na GÚDŠ v Bratislave, ktorí sa podieľali na prácach pri príprave zariadenia a pracovníkom Výskumného ústavu mechanizácie a automatizácie v Novom Meste nad Váhom za zapožičanie zariadenia a poskytnutie niektorých informácií.

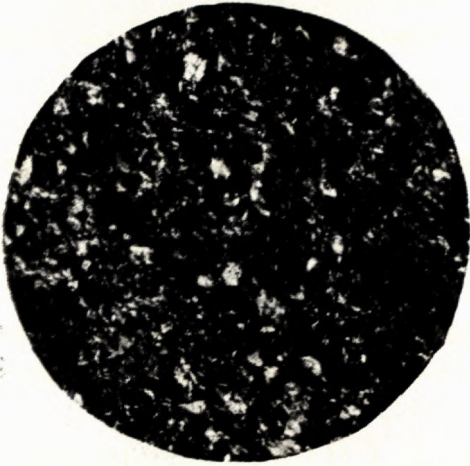
Ivan Repčok,
Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Bucev Ch., 1962: Izsledovane vrchu vzmožnosta za smilane na tvrdi materiali posredstvom elektrohavrličeski udar. Godyšnik na minno-geoložkij institut, Sofija. — [2] Jutkin L. A., 1955: Elektrogidravrličeskij efekt. Moskva. — [3] Jutkin L. A., 1959: Elektrogidravrličeskij efekt i nekotoryje vozmožnosti jego primenenija. Leningrad. — [4] Preis J., 1959: Elektrohydraulický efekt. Zpráva VUMA Nové Mesto n/V. — [5] Turovskij S., 1960: O metodike i značeniji izučeniija akcessornych mineralov a chimičeskich elementov izveržennych gornych porod. Frunze.

Vysvetlivky k tab. VIII

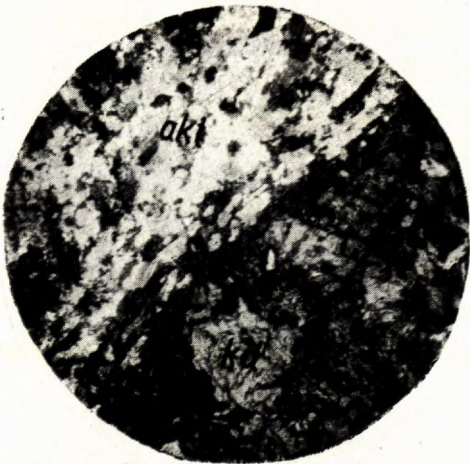
Obr. 1. Apatitový koncentrát z Ľumbierskeho granodioritu, získaný klasickým spôsobom drvenia. Zväčš. 56×. — Obr. 2. Ten istý koncentrát získaný elektrohydraulickým spôsobom drvenia. Zväčš. 56×. — Obr. 3. Zirkónový koncentrát Ľumbierskeho granodioritu získaný klasickým spôsobom drvenia, zväčš. 56×. — Obr. 4. Ten istý koncentrát získaný elektrohydraulickým spôsobom drvenia.



Obr. 1



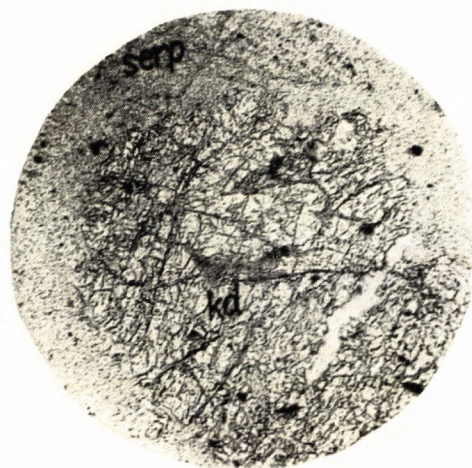
Obr. 2



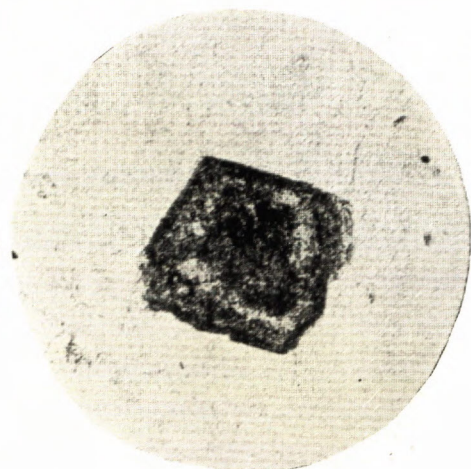
Obr. 3



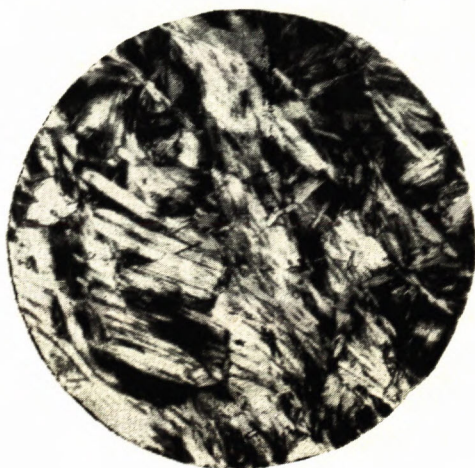
Obr. 4



Obr. 5



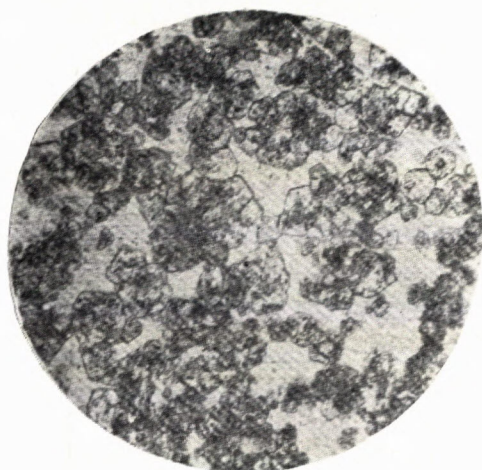
Obr. 6



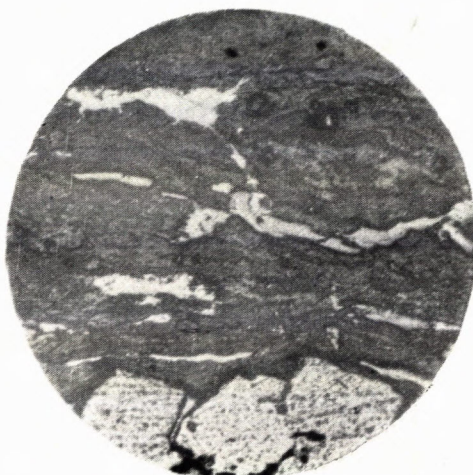
Obr. 7



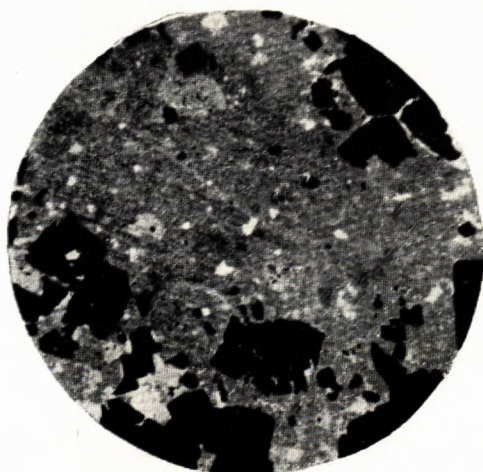
Obr. 8



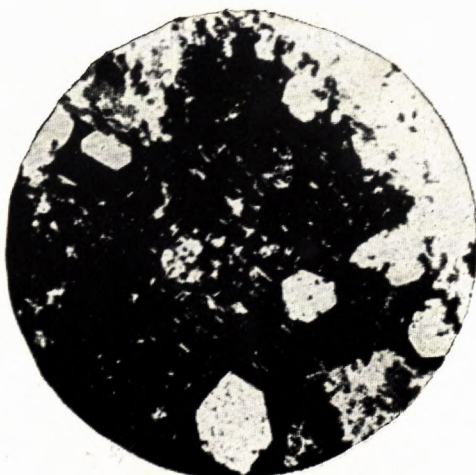
Obr. 1



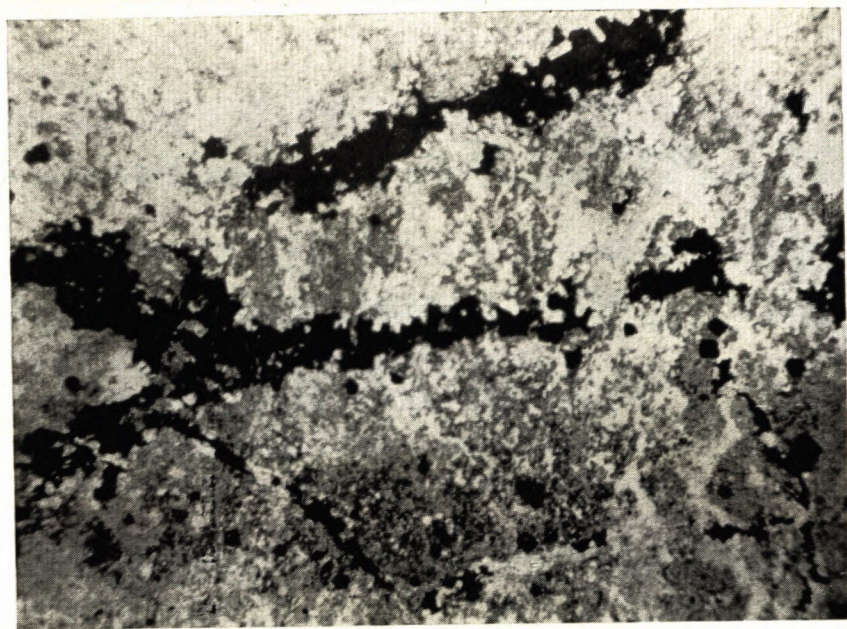
Obr. 2



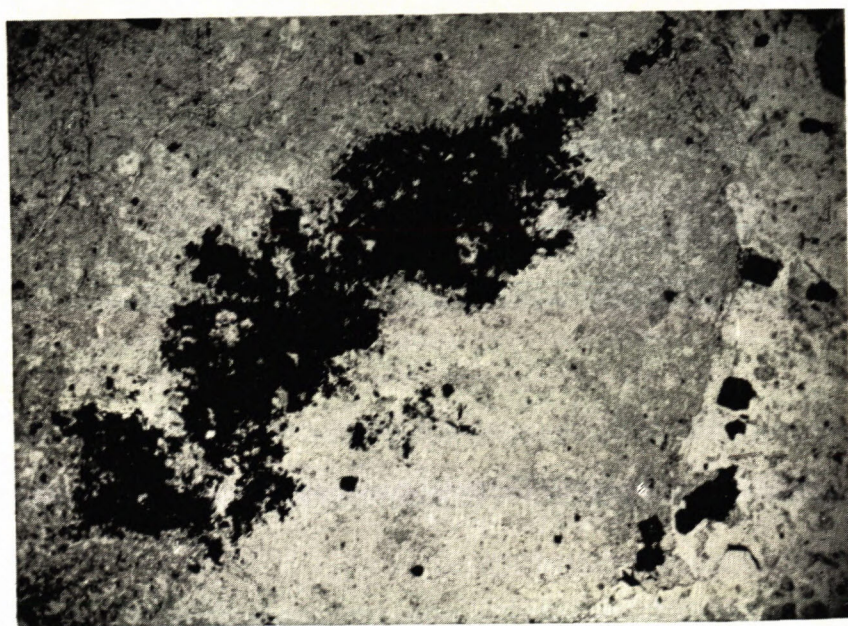
Obr. 3



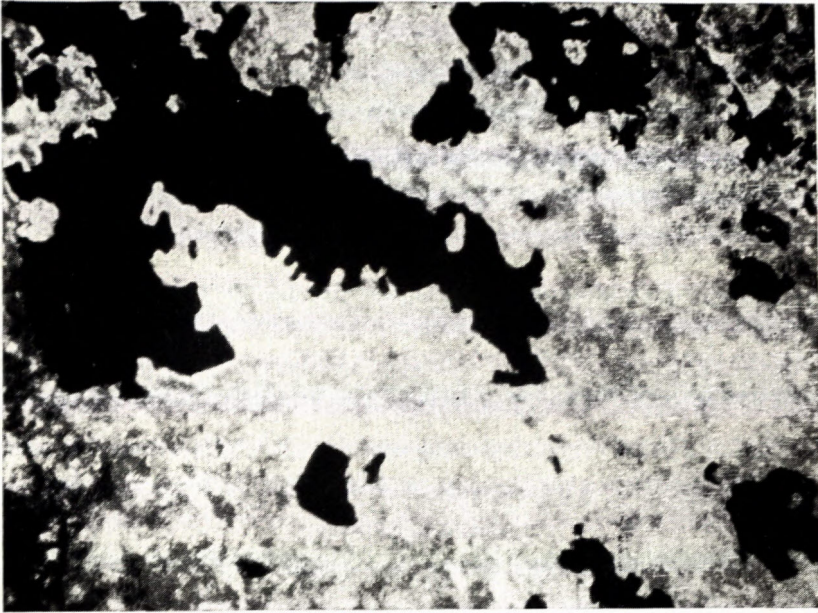
Obr. 4



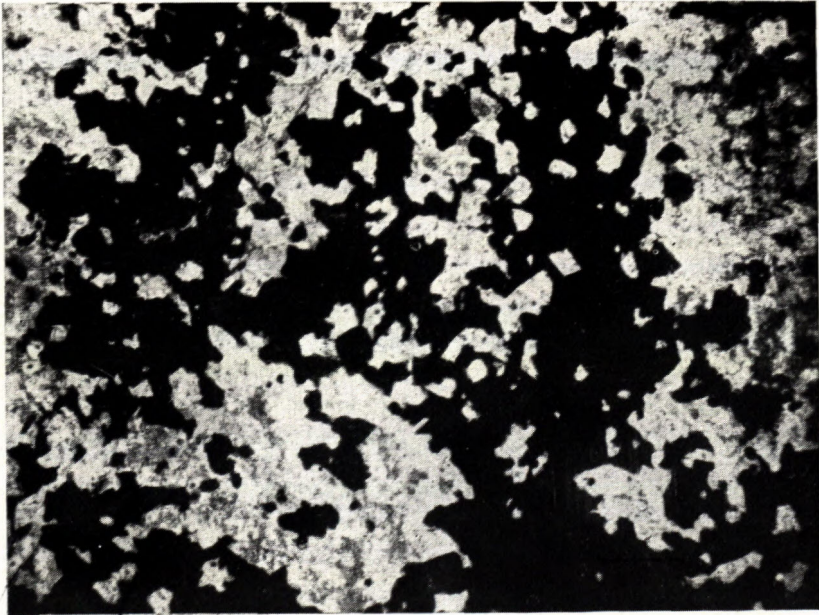
Obr. 1



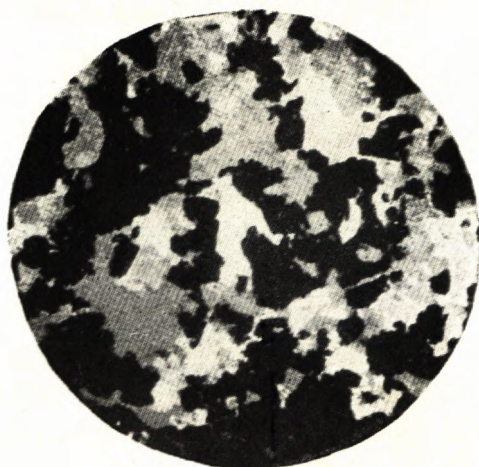
Obr. 2



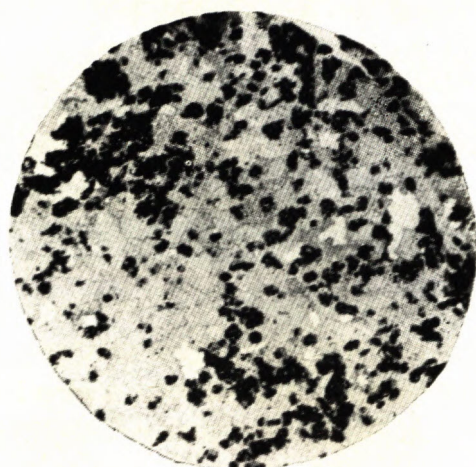
Obr. 1



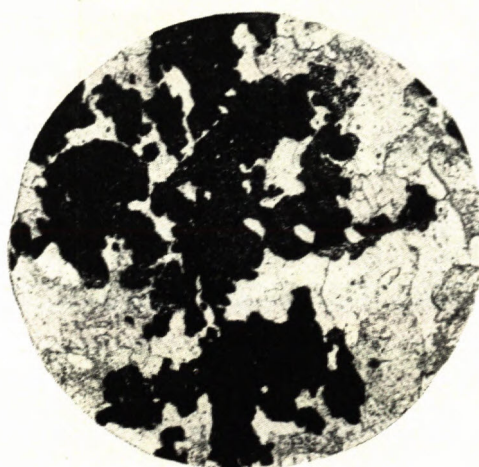
Obr. 2



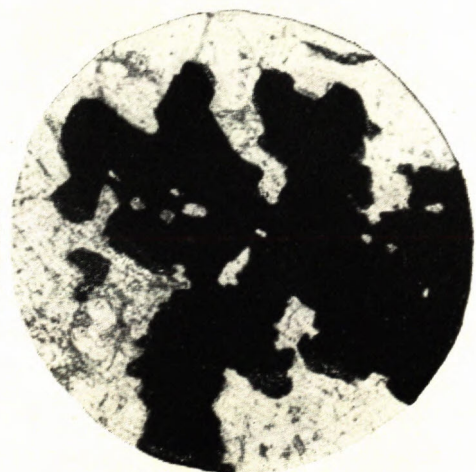
Obr. 1



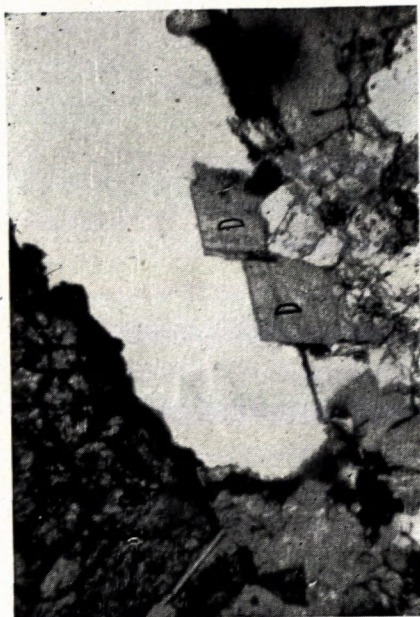
Obr. 2



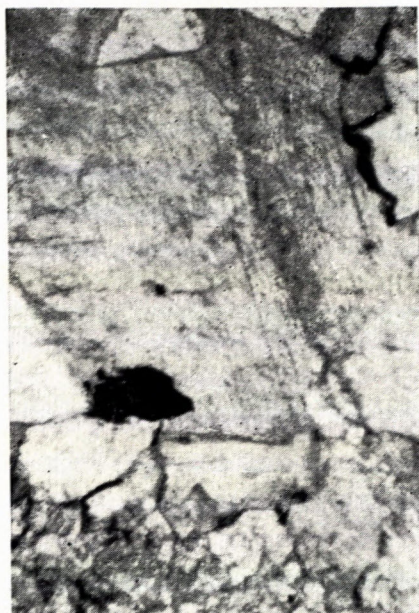
Obr. 3



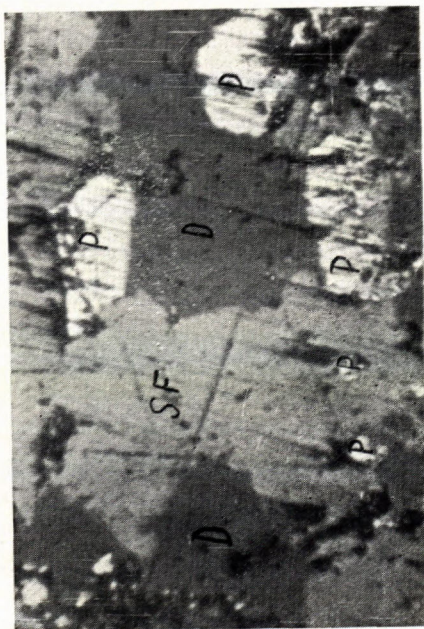
Obr. 4



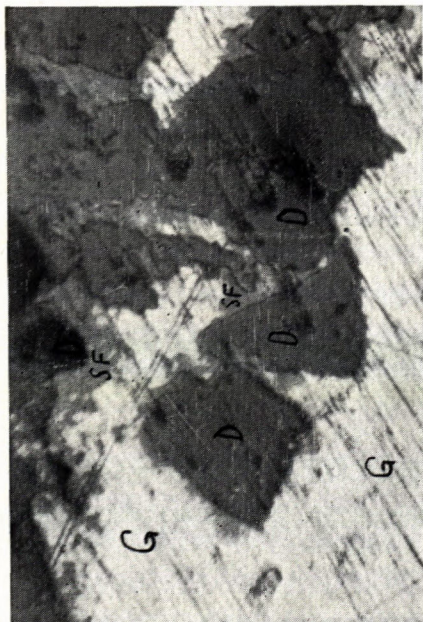
Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3



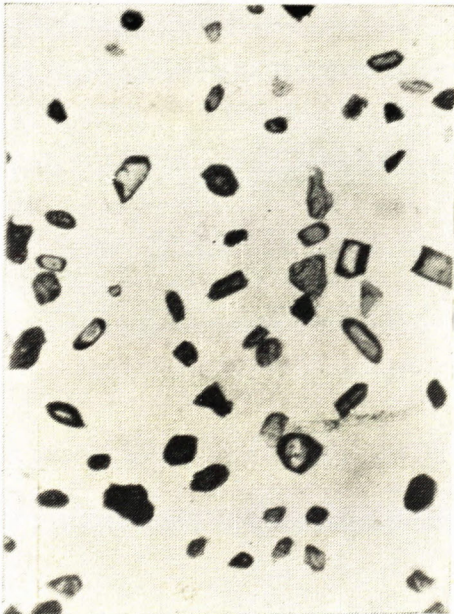
Obr. 4



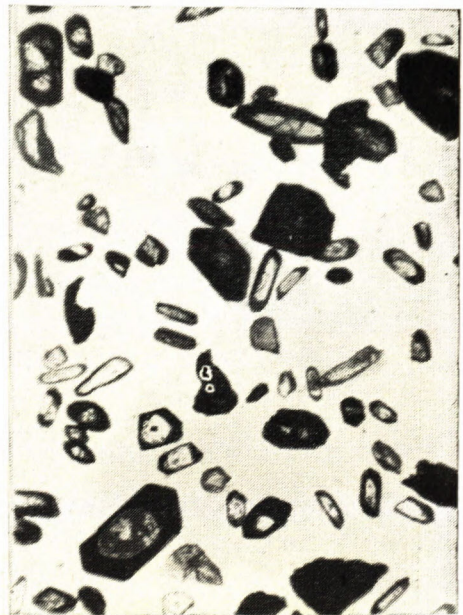
Obr. 1.



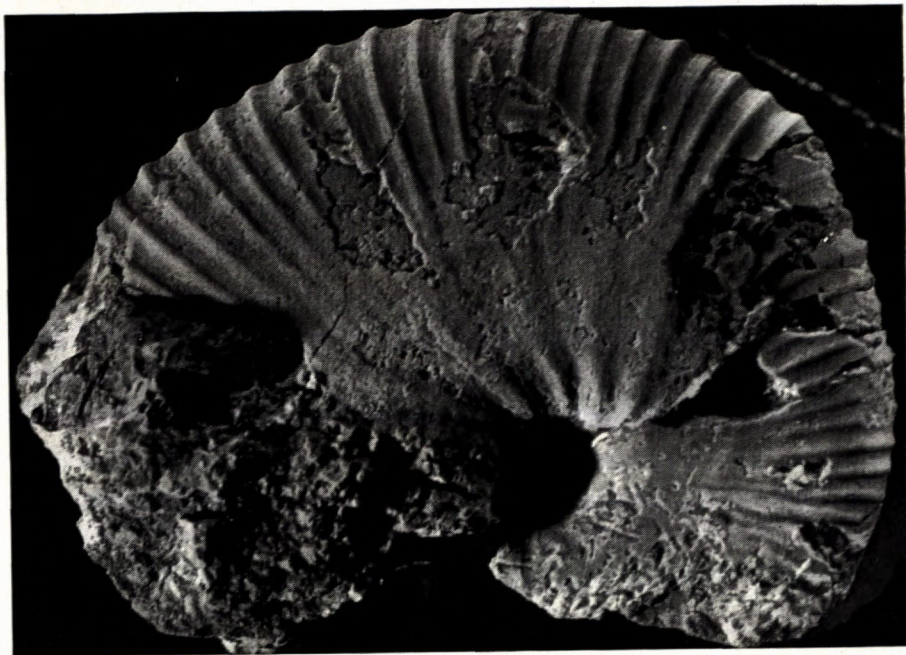
Obr. 2



Obr. 3.



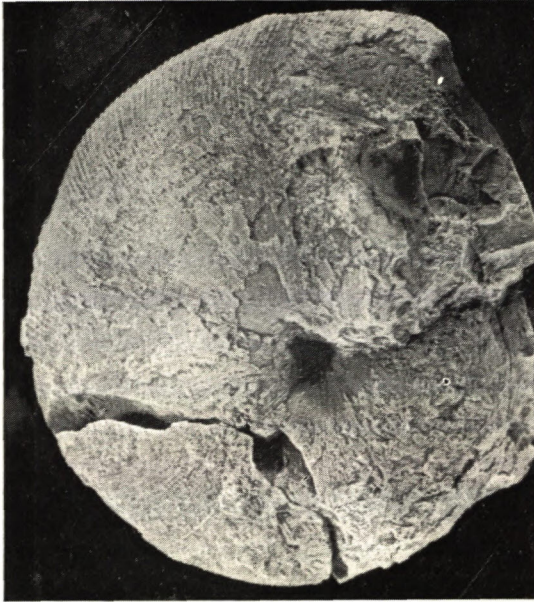
Obr. 4



Obr. 1



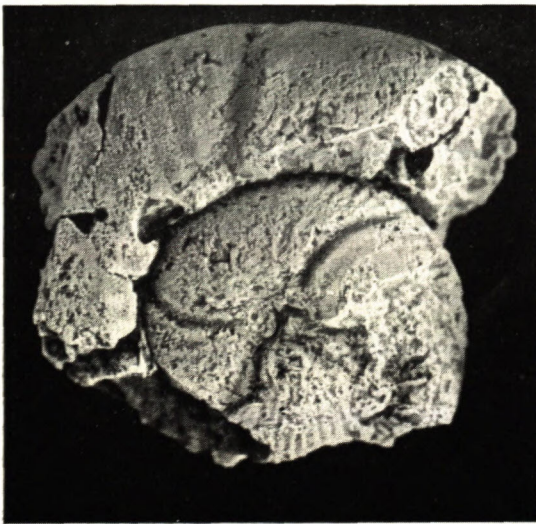
Obr. 2



Obr. 1



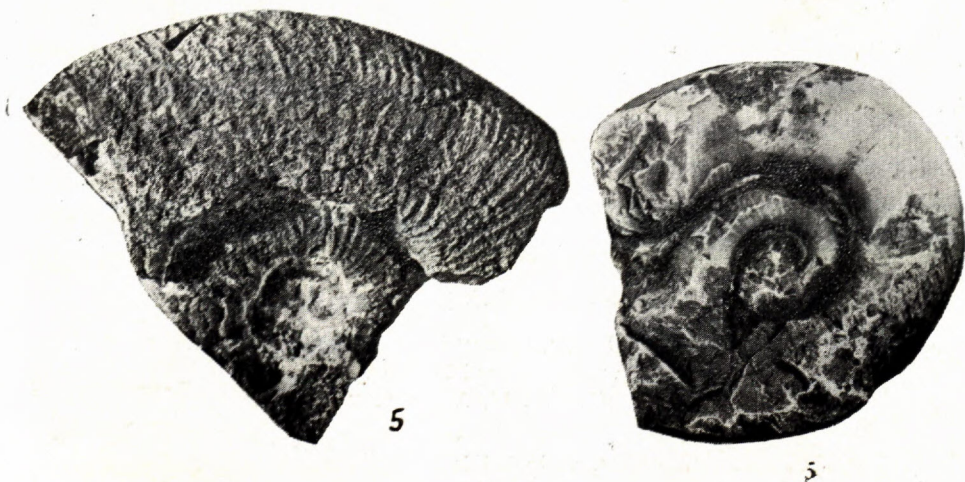
Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 37

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave
roku 1965

Vedecký redaktor pg. Ondrej S a m u e l, CSc.

2058/64/I. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave
písmom garmond Kolektív.

AH 19,17, VH 19,59. K-03*51276

Cena brož. Kčs 23,—

65/III-3