MINERALIA SLOVACA

20 1988 5

MINERALIA SLOVACA

Vol. 20
1988
No 5
385—480

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

Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, DrSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc., Ing. Mikuláš Ingr, prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., akademik Michal Maheľ, prof. Ing. Milan Matula, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ing. Milan Ťapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH CONTENTS

Ján Kuráň

Zákon o geologických prácach a o Slovenskom geologickom úrade — **385** Law about geological works and about the Slovak Geological Office

Jozef Salaj, Ekaterina Trifonova, Doina Gheorghian, Vana Coroneou

Triasová foraminiferová mikrobiostratigrafia karpatsko-balkánskeho a helenidného pásma — **387** The Triassic foraminifera microbiostratigraphy of the Carpathian-Balkan and Hellenic realm

Michal Kaličiak

Geologická stavba stratovulkánu Strechový vrch v Slanských vrchoch — **417** Geological structure of the Strechový vrch stratovolcano in the Slanské vrchy Mts., East Slovakia

Michal Kaličiak, Stanislav Karoli, Jozef Molnár, Branislav Žec

Pozícia a stavba neovulkanitov v terciérnych sedimentoch severne od Prešova — **435** Position and structure of neovolcanites in the Cenozoic sediments north of Prešov, East Slovakia

Anna Kullmanová, Rudolf Rudinec

Paleogénne súvrstvie a jeho mezozoické podložie v Spišsko-šarišskom medzihorí (vrt Plavnica-1) — **455** Paleogene sequence and its Mesozoic underlier in the Spišsko-šarišské medzihorie Mts. (the Plavica-1 drilling)

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky — *Continuation see page 3 of the cover*

Zákon o geologických prácach a o Slovenskom geologickom úrade

Dňa 20. apríla 1988 schválila Slovenská národná rada pod číslom 52 zákon SNR o geologických prácach a o Slovenskom geologickom úrade, ktorý predložila vláda Slovenskej socialistickej republiky. Zákon nadobudol účinnosť 1. júla 1988, kedy prestáva platiť vládne nariadenie č. 11/1958 Zb. o organizácii štátnej geologickej služby.

Za uplynulých 30 rokov platnosti uvedeného vládneho nariadenia sa podstatne zmenili podmienky uskutočňovania geologických prác, ale zásadne sa zmenila aj štruktúra týchto prác. Predtým geologické práce realizovali prevažne špecializované geologické organizácie podriadené bývalému Ústrednému geologickému úradu a financovali sa hlavne z prostriedkov štátneho rozpočtu. Práce sa sústreďovali na rýchle zabezpečenie potrieb národného hospodárstva, a to najmä rozširovaním základne nerastných surovín, čo sa darilo hlavne zabezpečovaním prírastkov zásob ložísk tuhých palív a nerúd. V Slovenskej socialistickej republike v súčasnosti geologické práce uskutočňuje viac ako 100 organizácií. Z nich len štyri patria do pôsobnosti Slovenského geologického úradu, ktorý sa po federatívnom usporiadaní ČSSR stal ústredným orgánom štátnej správy pre odbor geológie v SSR. Ostatné organizácie patria do pôsobnosti iných rezortov, pričom veľká časť z nich je družstevná. Geologické práce sa financujú z viacerých zdrojov, ale okolo 40 % z nich sa financuje zo štátneho rozpočtu. Podstatne sa rozšírili práce v hydrogeológii a v inžinierskej geológii, pričom sa naďalej intenzívne uskutočňuje geologický a ložiskový prieskum. Najmä práce financované zo štátneho rozpočtu sa vedecky prehĺbili a vychádzajú zo širokého metodického záberu. Je účelné, aby sa aj ostatné geologické práce projektovali, vykonávali a vyhodnocovali na potrebnej úrovni, aby sa tak dosiahli výsledky využiteľné nielen na určený cieľ konkrétnej geologickej úlohy, ale aj na všeobecné hospodárske, vedecké a technické účely. Preto na uskutočňovanie geologických prác bude treba povolenie, pričom organizácia už dopredu bude preukazovať svoju schopnosť na ich riadnu realizáciu.

Doteraz sa geologická činnosť riadila predpismi zväčša rezortného charakteru. V súvislosti s prestavbou hospodárskeho mechanizmu treba pre množstvo organizácií realizujúcich geologické práce vytvoriť podmienky, aby sa zabezpečila jednotnosť a dostatočná odborná a vedecká úroveň geologických prác. Preto sa zavádza aj povinnosť kontroly z jedného odborného centra, ktorým je Slovenský geologický úrad. Zákon upravuje podmienky a spôsob uskutočňovania geologického výskumu a prieskumu, aby sa uplatňovali celospoločenské záujmy a zvýšili sa požiadavky na odborné projektovanie, vykonávanie a vyhodnocovanie geologických prác, na ich koordináciu, kontrolu a využitie dosiahnutých výsledkov.

Neustále spoznávanie geologickej stavby územia a spresňovanie a prehlbovanie znalostí o nej má ďalekosiahly význam. Pritom sa prihliada na znalosti o priľahlých regiónoch, ale i na stav vedy vo svete. Geologické práce najmä

na vyhľadávanie a overovanie nových zdrojov nerastov a podzemných vôd a hľadanie vhodných podmienok pre zamýšľanú investičnú výstavbu sú podkladom pre rôzne činnosti nadväzných odborov. Pritom veľmi dôležitou úlohou geologického výskumu a prieskumu je v celom ich priereze objasňovať geologické faktory ovplyvňujúce a podmieňujúce životné prostredie a ľudské zdravie a usmerňovať nadväznú hospodársku, vedeckú a technickú činnosť na zintenzívnenie ich ochrany.

Zákon Slovenskej národnej rady č. 52/1988 Zb. o geologických prácach a o Slovenskom geologickom úrade upravuje oprávnenie organizácií na uskutočňovanie geologických prác, ich projektovanie, registrovanie, vykonávanie vrátane ich geologickej dokumentácie, ako aj vyhodnocovanie. Upravuje odovzdávanie a sprístupňovanie výsledkov geologických prác, ich využívanie na územné plánovanie a na hospodárske účely, určuje podmienky vstupu pri vykonávaní geologických prác na cudzie nehnuteľnosti a užívanie týchto nehnuteľností na potreby geologického výskumu a prieskumu, ako aj upravuje náhradu tým vzniknutých škôd. Zákon rešpektuje doterajšie podmienky právneho poriadku, najmä ochranu záujmov a objektov chránených osobitnými predpismi pri uskutočňovaní geologických prác.

V kompetenčnej časti zákona sa upravuje pôsobnosť Slovenského geologického úradu, ústredného orgánu štátnej správy pre oblasť geologického výskumu a prieskumu. Zdôrazňujú sa pritom koncepčné a kontrolné úlohy úradu. Medzi najdôležitejšie úlohy treba zaradiť spracúvanie koncepcií a návrhov dlhodobých výhľadov a plánov geologického výskumu a prieskumu územia Slovenskej socialistickej republiky v súčinnosti s príslušnými ústrednými orgánmi štátnej správy a s krajskými národnými výbormi. V zákone sa premieta aj pôsobnosť Slovenského geologického úradu, ktorú mu zveruje zákon č. 44/1988 Zb. o ochrane a využití nerastného bohatstva (banský zákon).

Na jeho základe úrad vydáva osvedčenie a rozhodnutia o výhradnom ložisku, zabezpečuje hospodárenie s výhradnými ložiskami počas vyhľadávania a prieskumu a zabezpečuje správu výhradných ložísk neodovzdaných na využitie, schvaľuje výpočty zásob výhradných ložísk v období vyhľadávania a prieskumu, vedie súhrnnú evidenciu ich zásob, zostavuje bilanciu zásob výhradných ložísk a schvaľuje ich odpisy.

Zákon je v súlade s cieľmi prestavby hospodárskeho mechanizmu a viaže organizácie spolupracovať pri geologických prácach v rozsahu potrebnom na zabezpečenie celospoločenských záujmov. Obdobný zákon pre územie Českej socialistickej republiky schválila Česká národná rada pod číslom 62 dňa 21. apríla 1988. Práce na vypracovaní zákonov sa koordinovali, takže ide o zákony, ktoré sú obsahovo zhodné. Podobná spolupráca bola aj pri vypracúvaní všeobecne záväzných právnych predpisov, ktoré sa vydávajú zo zákona, a to vyhláška o registrácii geologických prác a o odovzdávaní a sprístupňovaní ich výsledkov, ako aj vyhláška o projektovaní, vykonávaní a vyhodnocovaní geologických prác, o udeľovaní povolenia a o odbornej spôsobilosti na ich výkon.

Ing. Ján Kuráň, CSc.,
predseda Slovenského geologického úradu

Mineralia slov.
20 *(1988), 5, 387—415*

The Triassic foraminifera microbiostratigraphy of the Carpathian — Balkan and Hellenic realm

JOZEF SALAJ*, EKATERINA TRIFONOVA**, DOINA GHEORGHIAN***, VANA CORONEOU****

* Dionýz Štúr Institute of Geology, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Czechoslovakia
** Geological Institute, Bulgarian Academy of Science, Georgi Bončev 24, 1113 Sofia, Bulgaria
*** Institute of Geology, Str. Caransebes 1, 78344 Bucuresti, Romania
**** Institute of Geology and Mineral Exploration, 70, Messoghion St., 11527 Athéns, Greece

Received 19. 8. 1987

Триасовая фораминиферовая микробиостратиграфия карпато-балканского и геленидного поясов

Авторы обсуждают триасовые фораминиферовые ассоциации карпато-балканской и геленидной зон, в основном на территориях Чехословакии, Румынии, Болгарии (обр. I) и Греции (обр. 3) с откликом и на некоторые места в Польше и Венгрии. Фораминиферы характеризуются по отношению к различными типам фаций, которых возраст установлен в основном на основании макрофауны, водорослей и конодонтов. Микробиостратиграфические проблемы отдельных территорий изучаются по их отношению к зональному разчленению выработанному на основании фораминифер. Зональное разчленение форминифер для триаса в карпато-балканской зоне печатал Салай эт.ал. (1986) на третьем симпозиюме о бентицких фораминиферах в Женеве „Бентгос 86" где тоже была апликация и на геленидны.

The Triassic foraminifera microbiostratigraphy of the Carpathian — Balkan and Hellenic realm

The authors discuss types of Triassic foraminiferal assemblages from the Carpathian — Balkan and Hellenic zones, namely Czechoslovakia, Romania, Bulgaria and Greece with reference to some localities in Hungary and Poland, too. The assemblages are described in relation to various types of facies whose ages are mostly indicated by macrofauna, Algae and Conodonts. Microbiostratigraphic problems of individual regions are treated in connection with a brief zonation of the Triassic based on foraminifers. The Foraminifera Zonal Standard for the Triassic System of the Carpathian — Balkan belt was presented by Salaj et al. (1986) at the 3rd Symposium on benthic foraminifers in Geneva "Benthos 86" and is applicated now on the Hellenic zone, too.

West Carpathians
(Pls. 1, 2)

In the West Carpathians of Slovakia the Triassic sediments are largely widespread. Their extension as well as the stratigraphic subdivision of the Triassic is mentioned in the work by Salaj et al. (1983) to which we also refer.

Lower Triassic

The oldest Triassic foraminifer association with *Meandrospira cheni* (Ho) but without *M. pusilla* (Ho) is found in the Slovak karst in the beds with *Neoschyrodus costatus* (Muenst.) and *N. laevigatus* (Alb.); further in the Nízke Tatry Mts. (Fig. 1), in the beds with *Costatoria costata* Zenk. or at several localities in the Nízke Tatry Mts. in the beds overlaying those with *Claraia clarae* (Emmr.) (Kullmanová et al., 1984). The underlying Dienerian is nowhere identified more exactly. In the beds with *Pseudomonotis* sp. and *Claraia clarae* (Emmr.) corresponding to the Lower Dienerian in the West Carpathians so far, similarly as in the basal Triassic detrital beds or lagoonar Permian-Triassic sediments of the South Slovakian karst no foraminifer has been found. For these reasons the question of first actual appearance of the species *M. cheni* (Ho) and *Arenovidalina chialingchiangensis* Ho still remains open, equally as also linking of foraminifer associations in Triassic carbonate sediments with Permian microfauna.

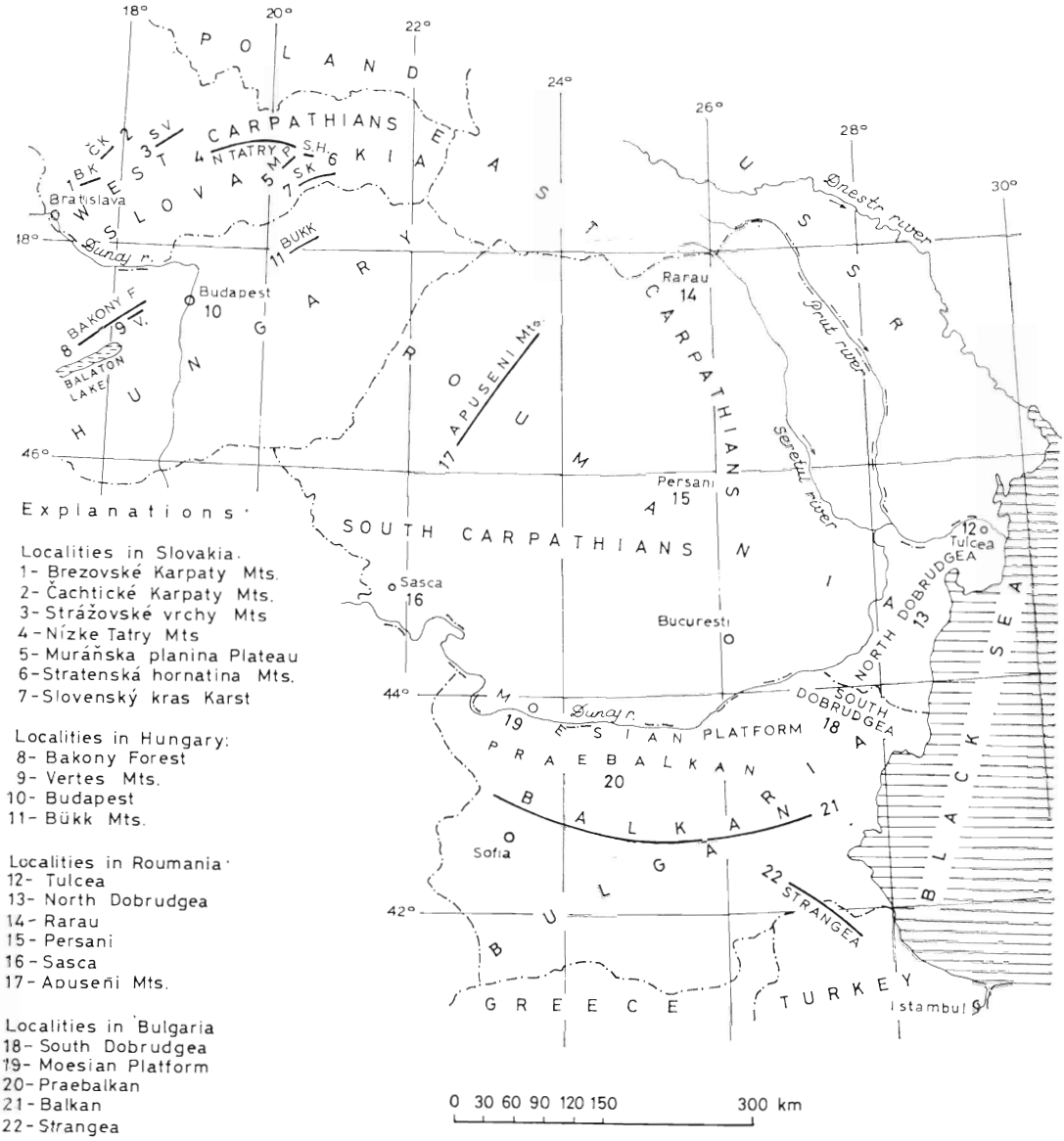
The species *Meandrospira pusilla* (Ho) is present in the beds with a representative of the genus *Tirolites* sp. div., i. e. of the *Tirolites cassianus* Zone. Here it is found together with *Meandrospira cheni* (Ho), but *M. insolita* (Ho) is missing. The upper boundary of the *M. pusilla* Zone is placed more or less arbitrarily to the Lower — Middle Triassic boundary. So if we take into consideration the quotations in literature that *M. pusilla* is also found in the lowermost Anisian, we should place the upper boundary of this zone in the lowermost part of the Aegean.

Middle Triassic

The question of the age of the lower boundary of the Gutenstein limestone, as results from the above mentioned, remains always open. It is not excluded that its sedimentation could have started in the time of the Aegean only, or from base of the Bithynian. This possibility is not excluded for the reason that in the Rumanian Carpathian (Monti Apuşeni) the Lower Anisian is in continental development and proved by sporomorphs. At the base of the Gutenstein limestone *Meandrospira insolita* or — in the more hypersaline facies of the Gutenstein limestone *Meandrospira deformata* has been proved at several places in the West Carpathians.

Regarding the fact that the lower boundary of the Gutenstein limestone is generally placed to the Lower — Middle Triassic in the West Carpathians, the *Meandrospira deformata* Interval Zone defined by Głazek, Trammer and Zawidzka (1973) is related to the Aegean and Bithynian by Salaj et al. (1983). *M. deformata* Salaj is also proved in the Annaberg dolomitic limestones of the Krížna nappe in the Malé Karpaty Mts.

Nodosaroid foraminifers are very scarce or missing completely in the facies of the Gutenstein limestone, similarly as in the underlying Smithian-Spathian beds. The types known in Bulgaria from the *Nodosaria shablensis* Range Zone (Trifonova, 1978a) appear essentially later in the Pelsonian and Illyrian, i. e. in the zones with *Meandrospira dinarica* I. Sbz. with *Pilammina densa* RZ and with *Aulo-*



Explanations:

Localities in Slovakia:
1- Brezovské Karpaty Mts.
2- Čachtické Karpaty Mts.
3- Strážovské vrchy Mts
4- Nízke Tatry Mts
5- Muráňska planina Plateau
6- Stratenská hornatina Mts.
7- Slovenský kras Karst

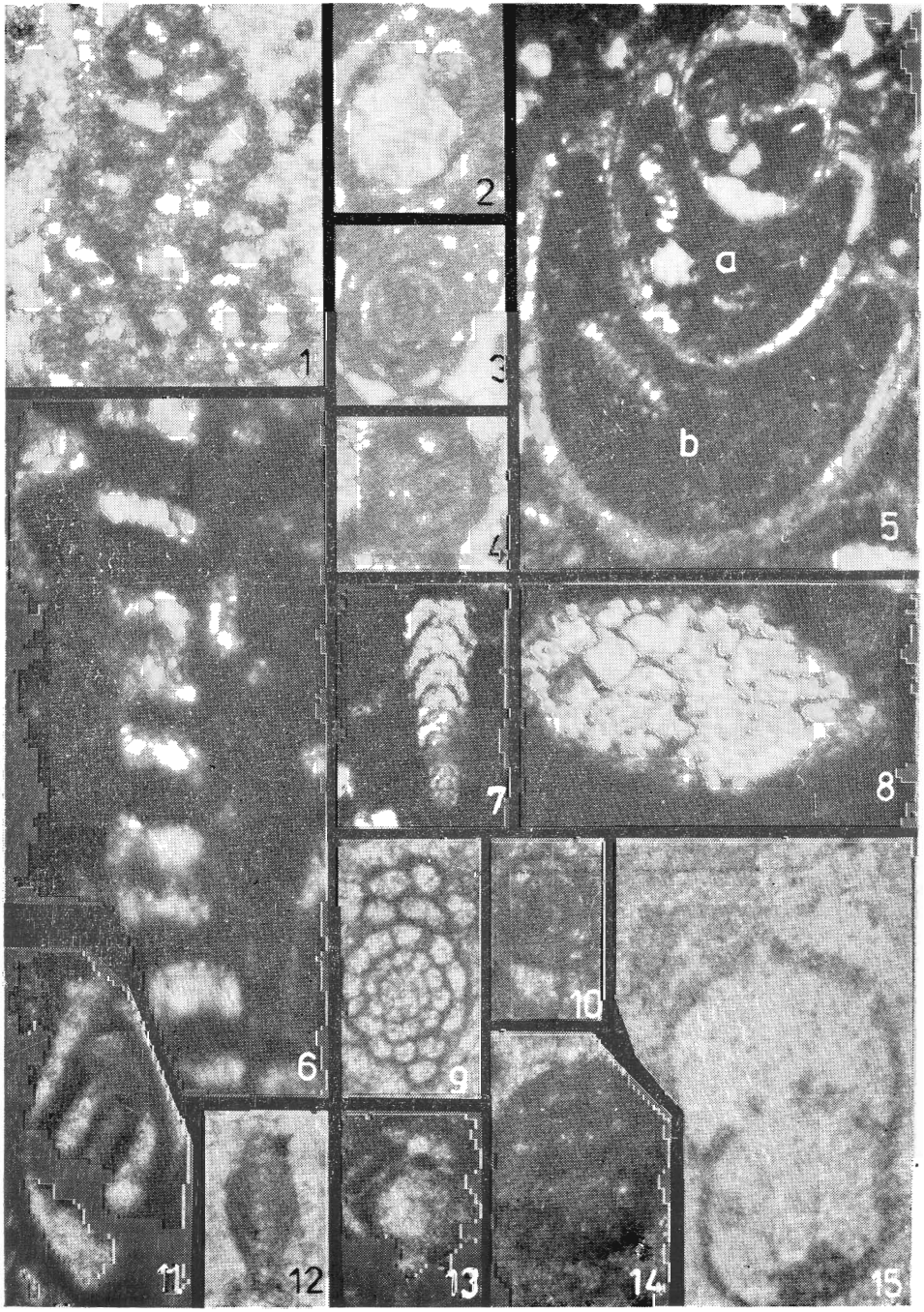
Localities in Hungary:
8- Bakony Forest
9- Vertes Mts.
10- Budapest
11- Bükk Mts.

Localities in Roumania:
12- Tulcea
13- North Dobrudgea
14- Rarau
15- Persani
16- Sasca
17- Apuseni Mts.

Localities in Bulgaria
18- South Dobrudgea
19- Moesian Platform
20- Praebalkan
21- Balkan
22- Strangea

Fig. 1. Sketch map of localities with Triassic Foraminifera from Carpatho-Balkan Realm.

tortus pragsoides I. Sbz. in the West Carpathians; corresponding to the facies of platform algal *(Dasycladacea)* limestones. They are abundantly represented in deeper facies with the Reifling limestone (Pelsonian to Cordevolian) rich in conodonts and ammonites and the base of which is situated in the *Balatonites balatonicus* Zone (Rakus, 1986; Kovácz, Papšová, 1986). The *Nodosarididae* are, howe-


1
2
3
4
a
b
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

ver, abundant only in some and variously situated intervals of the Reifling limestone of one or another tectonic unit. In agreement with Patrulius and Bordea (1970) we may say that nodosaroid foraminifers represent a well defined transitional interval of depth between zone with radiolarians and shallower-water zone with platform dasycladaceans. Their mutual relation changed from place to place, depending on the change of depth conditions.

The sedimentation of shallow-water platform dasycladacean limestones began probably in the uppermost Bithynian. For this reason appearance of the species *M. dinarica* Kochansky — Devidé et Pantić and *P. densa* Pantić are interpreted from the uppermost Bithynian.

Deepening, taking place in the zone of sedimentation of platform limestones caused a decrease to complete disappearance of species of the genera *Pilammina* and *Pilamminella* in the Lower, but mainly in the Upper Illyrian. We find them only in turbidite intercalations of allodapic limestones of the Reifling limestones with the detritus of the crinoids and Nodosaroid foraminifers. Together with *Aulotortus pragsoides* (Oberhauser) they represent thanatocenoses, redeposited from the original shallower to deeperwater sedimentary environment of the Strážov area, as well as in the other sedimentation areas.

In the Pelsonian part of the *Pilammina densa* RZ *Paleomiliolina judicariensis* (Premoli Silva) reaches considerable extension, which, however, is also found in the lower part of the Reifling limestones together with *Turriglommina mesotriassica* (Koehn — Zaninetti), but without representatives of *Pilammina densa* Pantić.

In the Illyrian part of the *Pilammina densa* RZ *Pilamminella grandis* (Salaj) reaches considerable extension, as it was pointed out by Baud, Zaninetti and Broennimann (1971), in the Alps and Budurov, Trifonova (1984) in the Balkans. In the Upper Illyrian of Slovak Karst together with *Pilammina densa* Pantić, *Turriglommina mesotriassica* (Koehn — Zaninetti) and *Meandrospira* aff. *pusilla* (Ho) the species *Aulotortus pragsoides* (Oberhauser) (Pl. 2, fig. 2, 3, 4) occurs relativelly rarely. The species *Opthalmidium* aff. carinatum (Leischner) and *Sigmoilina*

◀ Plate 1. 1 — *Pragsoconulus robustus* Oberhauser ×50, sample no MK 104 A (24—33) — from J. Mello's material, Wetterstein limestone of the Lower Carnian, loc.: Kršlenica — Polámané, Malé Karpaty Mts.; 2 — *Aulotortus pragsoides* (Oberhauser) ×50, sample no LB-1 (thin section no 1865/80), Schreyeralm limestone of the Illyrian, loc.: Gemerská Hôrka — Skalica, Slovenský kras Mts.; 3 — *Pilammina densa* Pantić ×20, sample no LB-1 (thin section no 1865/80); 4 — *Meandrospira pusilla* (Ho) ×50, sample no LB-1; 5 — Section of the juvenile stade of the Gastropode ×20, a — *Angulodiscus pokornyi* Salaj, b — *Aulotortus eomesozoicus* (Oberhauser), sample no 29 (61—29), Upper Carnian — Norian, biomicritic part of the non recrystalised Hauptdolomit, loc.: Hybe, Nízke Tatry Mts.; 6 — *Gyroporella vesiculifera* Guembel ×50, sample no 26b, Hauptdolomit, loc. Hybe; 7 — *Frondicularia woodwardsi* (Howchin) ×50, sample no 24a, Hauptdolomit (intrabiopelmicrite), loc.: Hybe; 8 — *Semiinvoluta* aff. *clari* Kristan ×50, sample no 24a; 9 — *Meandrospiranella samueli* Salaj ×40, sample no 47 B (P15/82), Steinalm limestones, Pelsonian, loc.: Zakázané, Slovenský kras Mts.; 10 — *Angulodiscus friedli* (Kristan — Tollmann) ×50, sample no 24a; 11 — *Agathammina austroalpina* (Kristan — Tollmann et Tollmann) ×50, sample no 24a; 12 — *Arenovidalina amylovoluta* Ho ×50, sample no MK 104 A (24—33); 13 — *Rakusia oberhauseri* Salaj ×50, sample no 24a; 14 — *Parafavreina thoronetensis* Broennimann, Caron et Zaninetti ×50, sample no 24b; 15 — *Haplophragmella inflata* Zaninetti et Broennimann ×40, sample 47 B (P15/82).

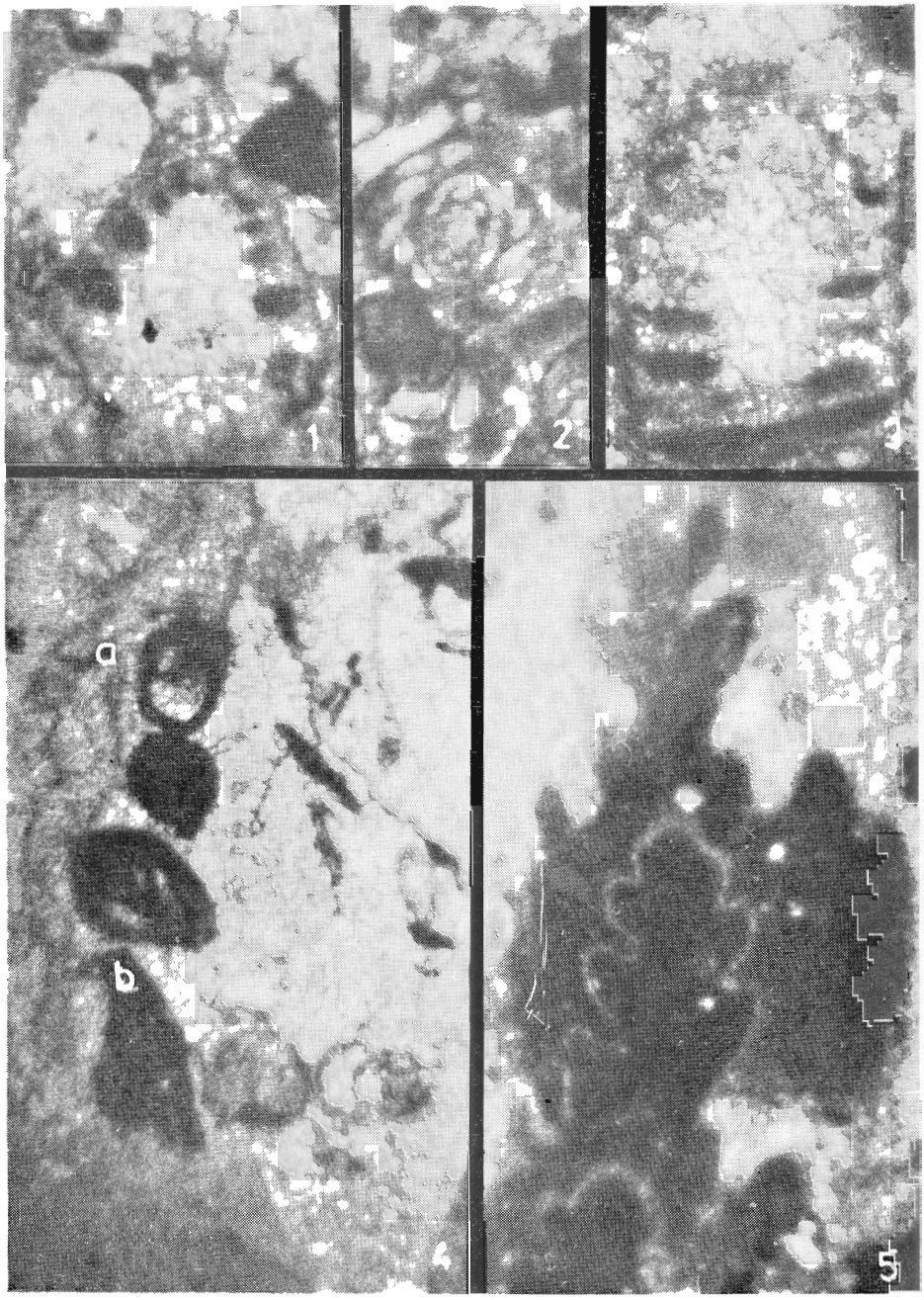


Plate 2. 1 — Intrabiosparit with *Trochonella acuta* (Oberhauser) and Crinoids ×50, sample no BP-1, uppermost part of the Bleskový prameň Limestone, Rhaetian, loc.: Bleskový prameň Slovenský kras Mts.; 2 — *Gandinella falsofriedli* (Salaj, Borza et Samuel) ×20, sample no 621, from J. Hanáček's material, Lower Rhaetian, Dachstein

triadica (Langer) are here present (Pl. 8, fig. 3, 5) abudantly forming so the typical level in the uppermost Illyrian.

The Wetterstein limestones and dolomites contain from their base (Upper Fassanian) *Pilamminella gemerica* (Salaj), to which *Angulodiscus praegaschei* Koehn-Zaninetti is added in the Longobardian and *Pilamminella kuthani* (Salaj), *Lameliconus procerus* (Liebus) or *Pragsoconulus robustus* Oberhauser (Pl. 1, fig. 1) are added from the Lower Carnian (Cordevolian). An important species of the family *Fischerinidae* Millet, 1898, *Paratriasina jaingyouensis* He, described from the Ladinian of China (He, 1979) in this facies and in the Ladinian of the West Carpathians generally has not been proved. Finding of representatives of the genus *Paratriasina* He in the West Carpathians, South Carpathians and Balkans would contribute to clearing up the phylogeny of Carnian representatives of the family *Fischerinidae,* which so far have no phylogenetic linking with their older predecessors.

The reef non detrital and different detrital forereef facies of Wetterstein limestones and dolomites are relatively poor in foraminifers and these, when also present, have a considerable vertical range. Foraminifers from the deeper-water facies of the Reifling limestones, in which also the distinctly different shallower-water dark organodetrital microsparite limestones ("Black Formation" of Jendrejáková et al., 1981) of the Choč nappe of the Nízke Tatry Mts. belonging to the Pelsonian (Papšová, Gaál, 1984) with *Neospathodus kockeli* Tatge and *Gondonella bulgarica* (Budurov et Stefanov) in rich association with *Pilammina densa* Pantić, are included, show similar character. The Pelsonian to Cordevolian age of the Reifling limestones of the Choč nappe of the Biely Váh Group in the Nízke Tatry Mts. is dated by macrofauna and corresponds to the Pelsonian zone with *Balatonites* ex. gr. *balatonicus,* Illyrian zone with *Piarorhynchella trinodosi* and Cordevolian *Monophyllites aonis* (Rakus in Papšová, Pevný, 1982, p. 80). From foraminifers *Turriglommina mesotriassica* Koehn-Zaninetti, *Nodobacularia vujisici* Urošević et Gaździcki and *Ophthalmidium tricki* Lange are found most often in some levels of the Reifling limestones represented by the intrabiopelmicrites.

The range of age of the Reifling or Pseudoreifling limestones in relation to various types of the underlying and overlying beds of the individual tectonic units, in which these beds are present, is various. Heterogeneous arrangement of the succession of the individual microfacial types indicates that deepening or shallowing in the individual original partial basins was changing from south to north.

Upper Triassic

The Carnian in the facies of the Lunz beds is documented by free foraminifers from washings. They are mainly representatives of the genera *Duostomina* and *Lamelliconus.*

In the Cordevolian, in the facies of the Wetterstein and Korytnica limestones and similarly in the Tisovec limestones the index species *Pilamminella kuthani* (Salaj),

◀ Limestone, loc.: Hájnica, Čachtické Karpaty Mts.; 3 — *Lamelliconus turris* (Frentzen) ×50, sample no BP-1; 4 — *Endothyra* sp. (a) ×50, *Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Tollman (b) ×50, sample no BP-1; 5 — Sutures of the *Choristoceras* cf. *marschi* Haug ×15, sample no BP-1.

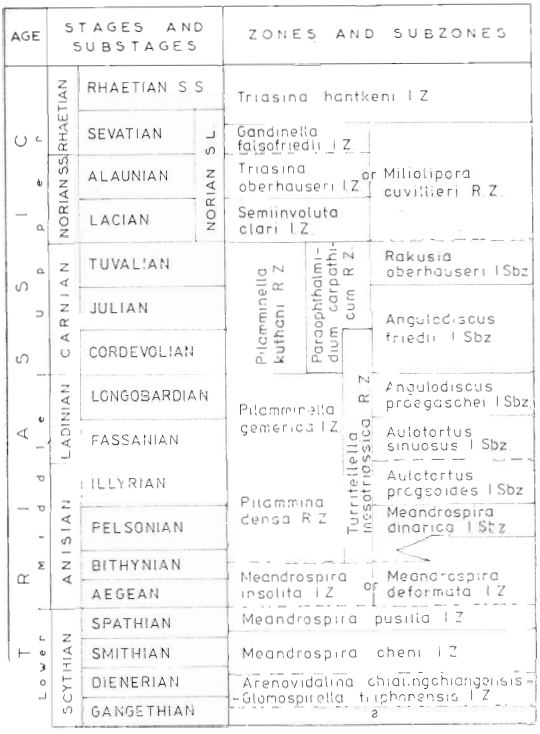


Fig. 2. Standard Foraminifera Zones and Subzones of the Triassic in the Carpathian-Balkan and Hellenic Realm.

Angulodiscus friedli (Kristan-Tollmann), *Lamelliconus procerus* (Liebus) and *Lamelliconus biconvexus* (Oberhauser) are present. To these species *Rakusia oberhauseri* Salaj is added in the Tuvalian of the Tisovec limestones. In the Julian and Tuvalian of the Tisovec limestones, similarly as also in the lower part of the Norian (Lacian) Furmanec limestones representatives of genera from the group *Incertae sedis* are extraordinarily important, with the genera: *Urnulinella* Borza et Samuel, *Amphorella* Borza et Samuel, *Spiriamphorella* Borza et Samuel and *Cucurbita* Jablonský.

As to the microfauna from the Hauptdolomit, we have proved it at the locality Kráľova Lehota in close overlier of the Lunz beds (marls with the dominating species *Duostomina alta* Kristan-Tollmann is association with *Lamelliconus procerus* (Liebus) and *Lamelliconus biconvexus* (Oberhauser) from the base of the Hauptdolomit formed by intrabiopeldolosparite with *Pilamminella kuthani* (Salaj), *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann and *Opthalmidium* sp. From other remnants *Earlandia gracilis* (Pantić) and echinoid spines are abundant. From a similar facies, also from the lower part of the Hauptdolomit (in the facial contact with the reef Wetterstein limestone of the Ladinian — Carnian which are in the reverse position) at the locality Krasno (Quarry) are present: *Tolypammina gregaria* Wendt, *Meandrospira* cf. *carnica* Oravecznė-Schaffer, *Earlandinita ladinica* Salaj, *Endothyra keupperi* Oberhauser, *Nodosaria* sp., *Ophthalmidium* sp., abundant minute smooth-walled ostracods and sporadically found recrystallized algae. In both cases there is no doubt about the Carnian age of the lower part of the Hauptdolomit. In the middle part of the Hauptdolomit microfauna has been found nowhere in the West Carpathians so far (Bystrický, 1986).

The upper part of the Hauptdolomit of the Choč nappe was documented by microfauna (Pl. 1, fig. 5, 6, 7, 10, 11, 13, 14) at one place in the Nízke Tatry Mts. only (locality Hybe) where rarely the Dasycladacea and its detritus are present too.

If representatives of the genus *Lamelliconus* are present among involute foraminifers in the Lunz beds, so thin-walled representatives of the species *Semiinvoluta clari* Kristan (Pl. 1, fig. 8) and *Rakusia oberhauseri* Salaj are found in the Hauptdolomit, in its upper part. To these higher up together with fragments of the *Gyroporella vesiculifera* (Pl. 1, fig. 6) and *Heteroporella* sp. in the Alaunian *Triasina oberhauseri* Koehn-Zaninetti, *Aulotortus*

eomesozoicus (Oberhauser), *Angulodiscus pokornyi* Salaj and *Auloconus permodiscoides* (Oberhauser) are joined.

The deeper type of the facies of Upper Carnian to Lower Rhaetian Hallstatt limestones, rich in Nodosaroid foraminifers which have not been studied nearer so far.

For the platform limestones of the Upper Triassic involute foraminifers of the family *Involutinidae* Buetschli, 1880, are extremely important. These are known (Bystrický et al., 1973; Michalík et al., 1979; Salaj et al., 1983 and Gaździcki, 1983) from the Carnian Tisovec, Norian Furmanec and Došťanky (= Aflenz Limestone) limestones, from the Rhaetian fossiliferous limestones of Bleskový prameň, Skalky, Hybe and Dachstein (Pl. 2, figs. 1, 4, 5) limestones as well as from the Rhaetian Norovica Formation at Rohatá skala and the Rhaetian Fatra Formation of the Krížna nappe. In the Rhaetian limestones the most important are *Triasina oberhauseri* (Koehn-Zaninetti et Broennimann) and *Triasina hantkeni* Majzon known from the Dachstein limestones of Hungary too (Oravecz-Scheffer, 1987).

Romanian Carpathians and Northern Dobrodgea

(Pls. 3—6)

In Romania the Triassic sediments occur in the Carpathians (Rarău, Perşani, Sasca and Apuşeni) and in North Dobrodgea. They participate in the structure of various units (Baltres, 1975; Bordea et al., 1978; Gheorghian, 1975, 1976, 1980; Mirăută, 1974, 1982; Mirăută and Gheorghian, 1975, 1978; Mirăută et al., 1984; Patrulius and Bordea, 1970; Patrulius et al., 1977, 1987; Popa and Dragastan, 1973) and served as basis for our biostratigraphic study.

Triassic formanifers were studied in thin-sections and from limestones after separation by means of acetic acid.

Former study of foraminifers from Triassic limestones whose age determination was based on conodonts enabled determination of more types of assemblages. They may partly be related to zones known from the West Carpathians and Balkan.

Lower Triassic

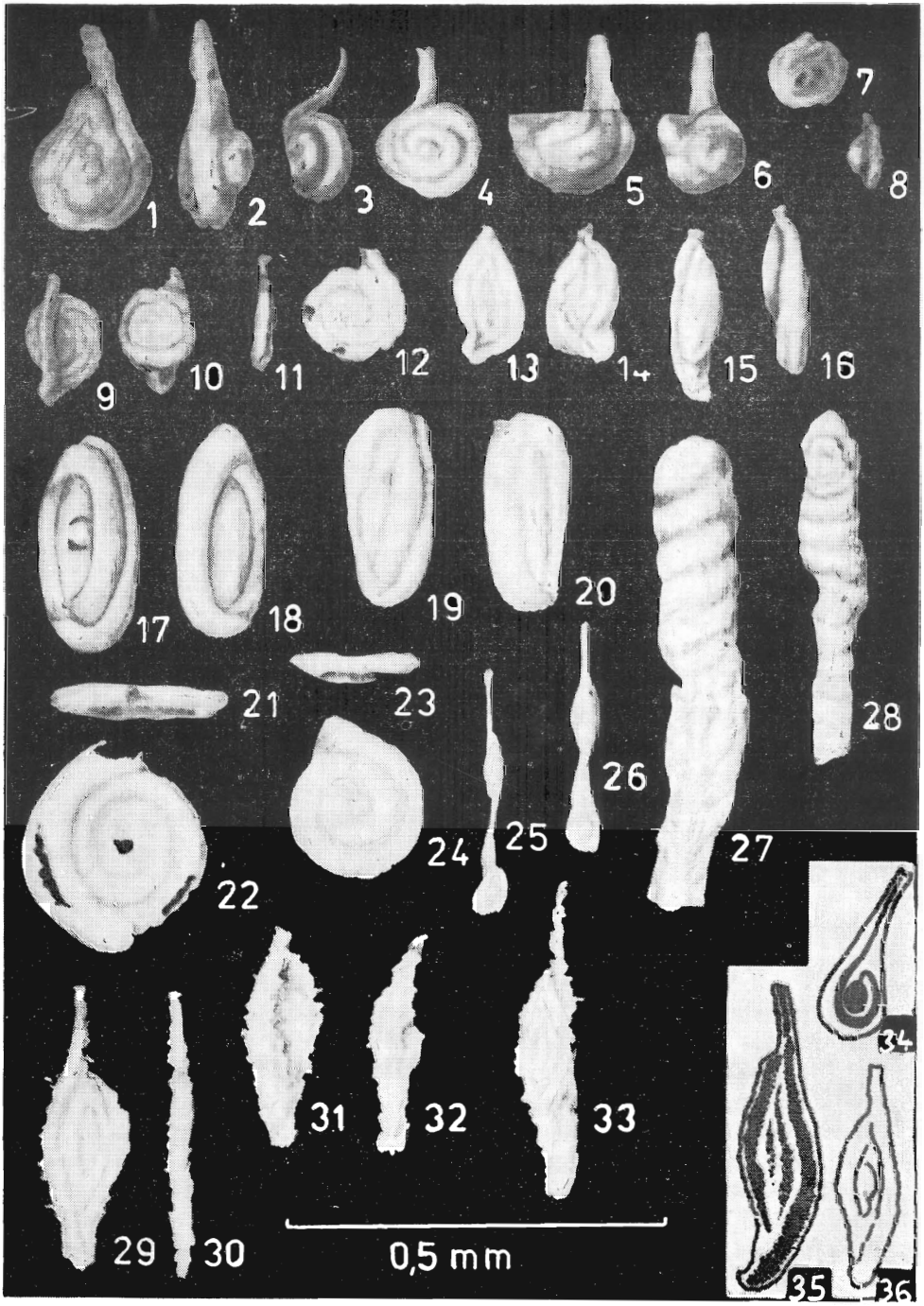
Two assemblages were found in Spathian limestones of North Dobrodgea and from Perşani. One assemblage, represented by ostracods (area of Somov) comprises *Acratina transita* (Kozur), the species described by Kozur (1971) from the Lower Triassic of Greece.

The second assemblage contains plentiful specimens of corroded and fragile foraminifers which may be related to the *Glomospirella* (Plate 5, fig. 6—10), *Meandrospira cheni* (Ho) (Pl. 5, fig. 1—5), *Gaudryina triassica* Trifonova, *Tolypammina discoidea* Trifonova and *Ammodiscus* sp.

Free microfauna was found in Spathian shales of the Rarău syncline represented only by species of the genus *Bigererina* sp. and *Reophax* sp.$_1$.

Middle Triassic

Lower- and Middle Anisian limestones defined by conodonts are characterized by the species *Pilammina densa* Pantić and *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantić. Besides these the following species appear in Dobrodgea, in Transylvanian nappes of the East Carpathians and in South Carpathians: *Gaudryina triassica* Trifonova, *Tolypammina discoidea* Trifonova, *Earlandinita libera* (Trifonova), *Gaudryinella* sp., *Ammosphaeroidina* sp., *Trochammina* sp. together with holoturian sclerites.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
23
22
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
0,5 mm

The above mentioned foraminiferal assemblage, associated with holothurian sclerites, also occurs in North Dobrodgea (Agighiol zone) in the same stratigraphic level in pink limestones resemblant to the Hallstatt facies with ammonites and conodonts (equivalent to the Marmarotrapeza of Chios).

The Upper Anisian near Christiana (= bituminous limestones of the Gutenstein type — the Braşov Group) is characterized by a rich foraminiferal assemblage without *Pilammina densa* Pantić but with *Ammobaculites paralellus* Ireland and *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, locally associated with *Gaudryina triassica* Trifonova, *Gaudryinella* sp.$_3$, *Tolypammina discoidea* Trifonova and *Ammosphaeroidina* sp.. *Ammobaculites paralellus* Ireland is present in black limestones with Ceratites de Sasca either alone or with *Glomospirella spirillinoides* Grozd. et Gleb., *Bathysiphon* sp., *Ammodiscus* sp., *Lenticulina* and *Frondicularia*.

Thin-sections contained fragments of *Turriglommina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti) known from the Upper Anisian to the Lower Carnian (Zaninetti, 1976). In Dobrodgea the species was also found in the Middle Carnian.

Illyrian limestones near Vida of the Bihor autochton (Apuşeni Mts.) also contain plentiful agglutinated foraminifers with the species *Ammobaculites paralellus* Ireland dominant. Young specimens represented by unfolded part of test (Pl. 4, fig. 6—9), lighted immersion oil (Pl. 4, fig. 10—11) and showing a structure identic with adult specimen structure, and specimens with broken uniserial part of test (Pl. 4 ,fig. 12—13). The foraminiferal assemblage also comprises *Gaudryinella* sp.$_3$, *Erlandinita libera* (Trifonova), *Gaudryina triassica* Trifonova, *Placopsilina* aff. *lacera* Trifonova.

The above mentioned ostracod assemblage (Somova region, Northern Dobrodgea) occurs not only in the Spathian but also in the Lower and Middle Anisian. Beginning with the Upper Anisian the assemblage of Ostracods and *Nodosariidae* gets richer, except the Agighiol zone where the red limestones of the Hallstatt type contain agglutinated foraminifers and holothurian sclerites, similar to Carpathian assemblages.

Assemblages of ostracods and *Nodosariidae*, associated or not with scarce agglutinate foraminifers, characterize cherty limestones of the Upper Anisian Reifling type, of the Lower Ladinian of N Dobrodgea and in the Apuşeni Mts. (Mona nappe).

The plentiful *Nodosariidae* comprise: *Pseudonodosaria major* (Bornemann), *P. ploechingeri* (Oberhauser), *P. simpsonensis* (Tappan), *Lingulina borealis* Tappan, *L. tenera* Bornemann, *L. esseyana* Deecke, *Dentalina* div. sp., *Nodosaria* div. sp. and scarce *Ammodiscus* sp., *Earlandinita libera* (Trifonova), *Tolypammina discoidea* Trifonova, associated with ostracods, viz. *Acanthoscapha veghae* Kozur, *A. goemoeyeri* Kozur, *Policope* sp. a. o. and species described by Kozur (1970) from Hungarian Middle Triassic.

The foraminiferal assemblage has a similar composition in beds of the Cataloi

---

Plate 3. 1—6, 9—10 — *?Orthovertella* sp.; 7—8, 11—16 — *Ophthalmidium* sp.; 17—20 — *?Agathammina* sp.; 21—24 — *Ophthalmidium* sp.$_2$; 25, 26, 34 — *Nodophthalmidium vujisici* Urošević et Gaździcki; 27—28 — *Trepeilopsis spiralis* Guts. et Treck; 29—33, 35—36 — *Ophthalmidium* sp.$_6$;
1—20, 27—28 — sample no H 9, Ladinian, loc.: Hidişel — M. Apuseni 21—26, 29—36 — sample no FF 37, Rhaetian, loc.: Frunzei, Bihor, M. Apuseni.

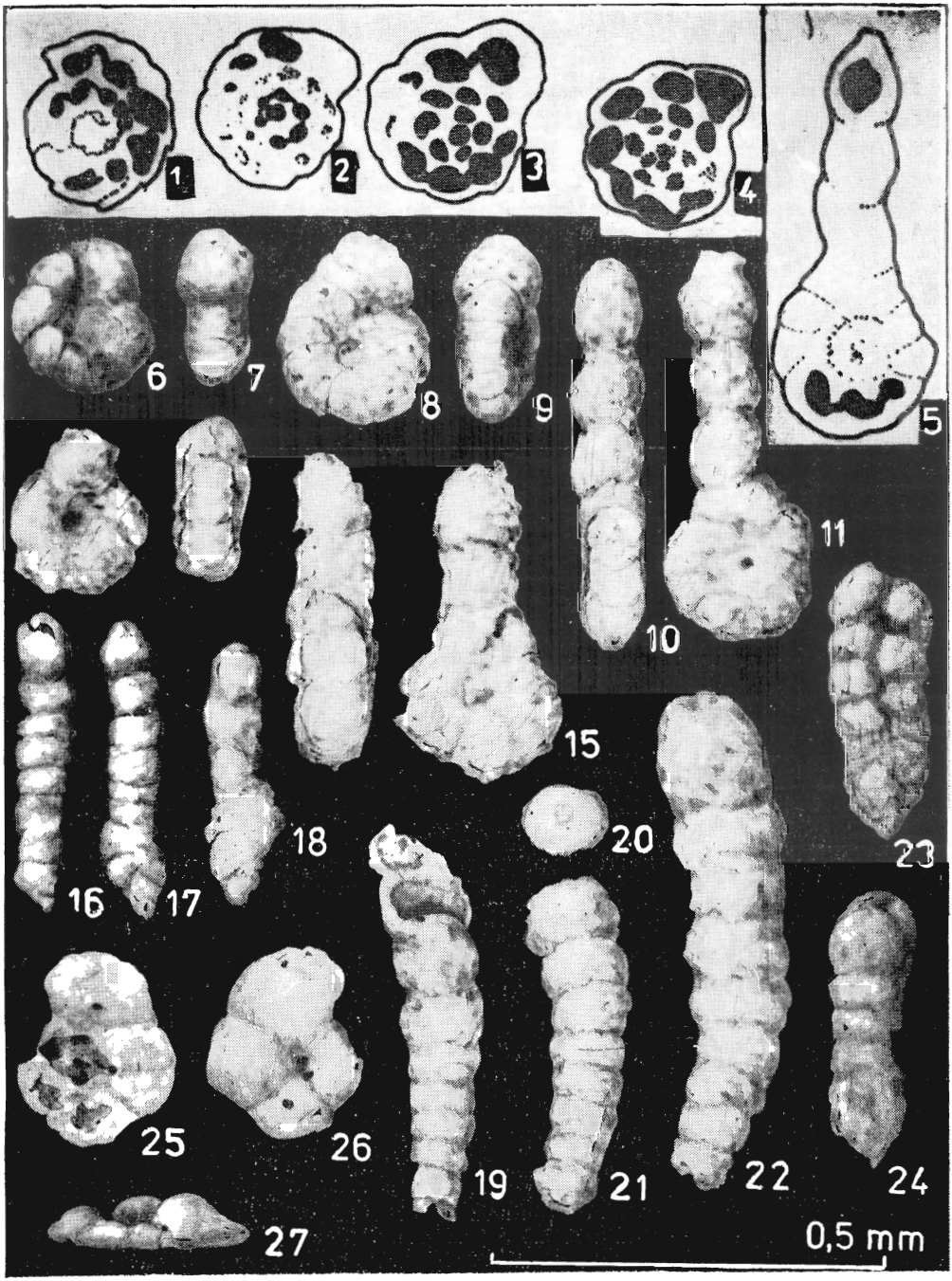
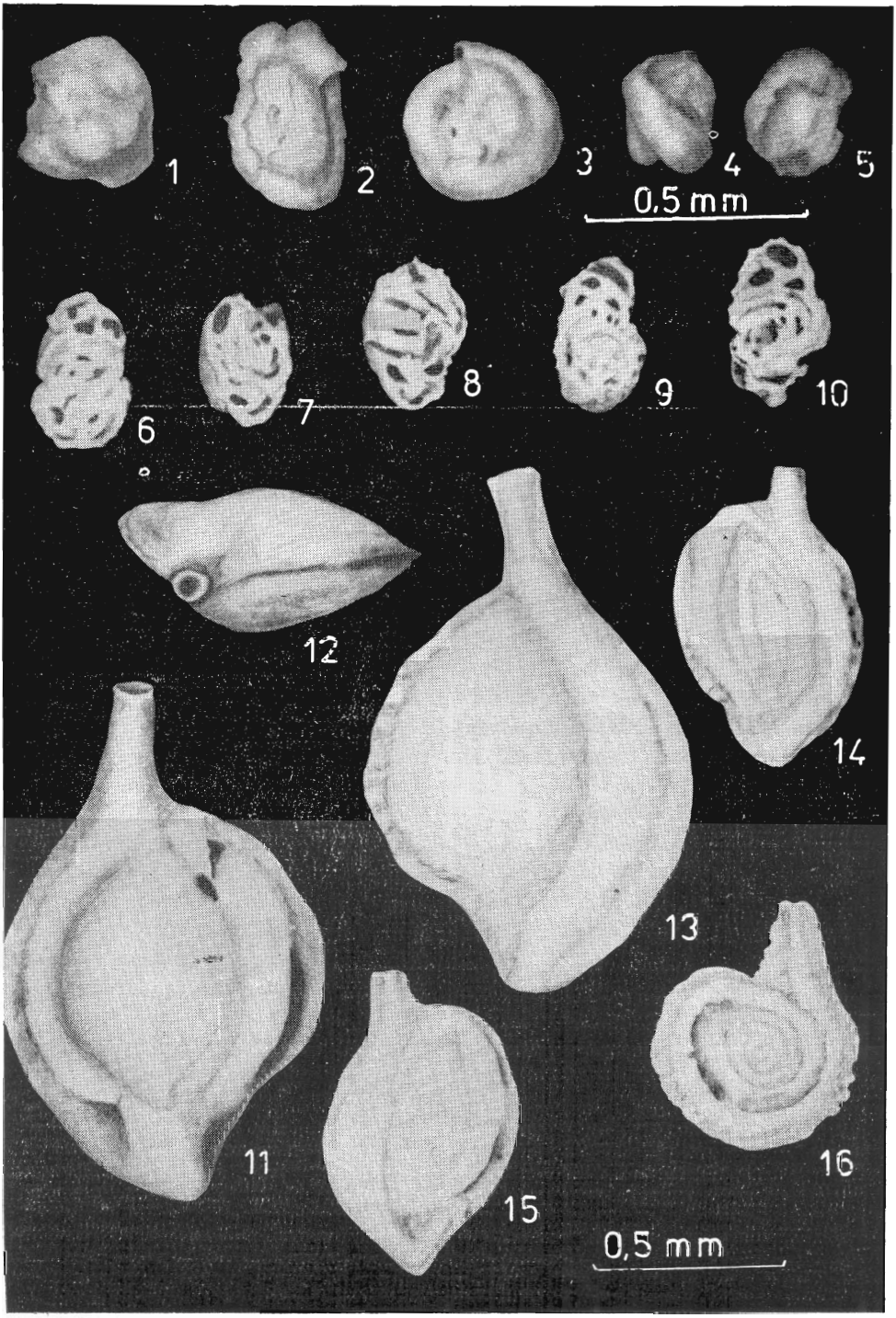


Plate 4. 1—13 — *Ammobaculites paralellus* Ireland; 14—15 — *Ammobaculites* sp.; 16—17 — *Gaudryinella* sp.$_3$; 18 — *Gaudryinella* sp.$_4$; 19—22 — *Earlandinita libera* (Trifonova); 23—24 — *Gaudryina triassica* Trifonova; 25—27 — *Placopsilina* aff. *P. lacera* Trifonova; 1—5 — lighted immersion oil; 1—27 — sample no BP 17, Illyrian; loc.: Bihor, M. Apuseni.


1
2
3
4
5
0,5 mm
6
7
8
9
10
12
14
11
13
15
16
0,5 mm

◀ Plate 5. 1—5 — *Meandrospira pusilla* (Ho); 6—10 — *Glomospirella triphonensis* Baud, Zaninetti et Broennimann; 11—15 — *Ophthalmidium lucidum* (Trifonova); 16 — *Ophthalmidium* sp.$_1$;
1—10 — Spathian, loc.: Dobrodgea; 11—15 — sample no 5748, Upper Norian, loc.: v. Teliţa, Dobrodgea; 16 — sample no 4003, Upper Ladinian, loc.: Parcheş. Dobrodgea.

Formation in N Dobrodgea, whose Upper Anisian — Upper Carnian age was proved by conodonts and bivalves. In the southern part of this area, in Upper Ladinian shales with *Daonella lommeli*, ostracods are represented by *Policope* sp. and instead of *Nodosariidae* there are *Nodophthalmidium annae* Gheorghian, *N. vujisici* Urošević et Gaździcki, *"Vidalina"* sp., *Turriglommina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti), *Ammodiscus tzankovi* (Trifonova). This type of assemblages also occurs in Carnian limestone together with *Ophthalmidium lucidum* (Trifonova).

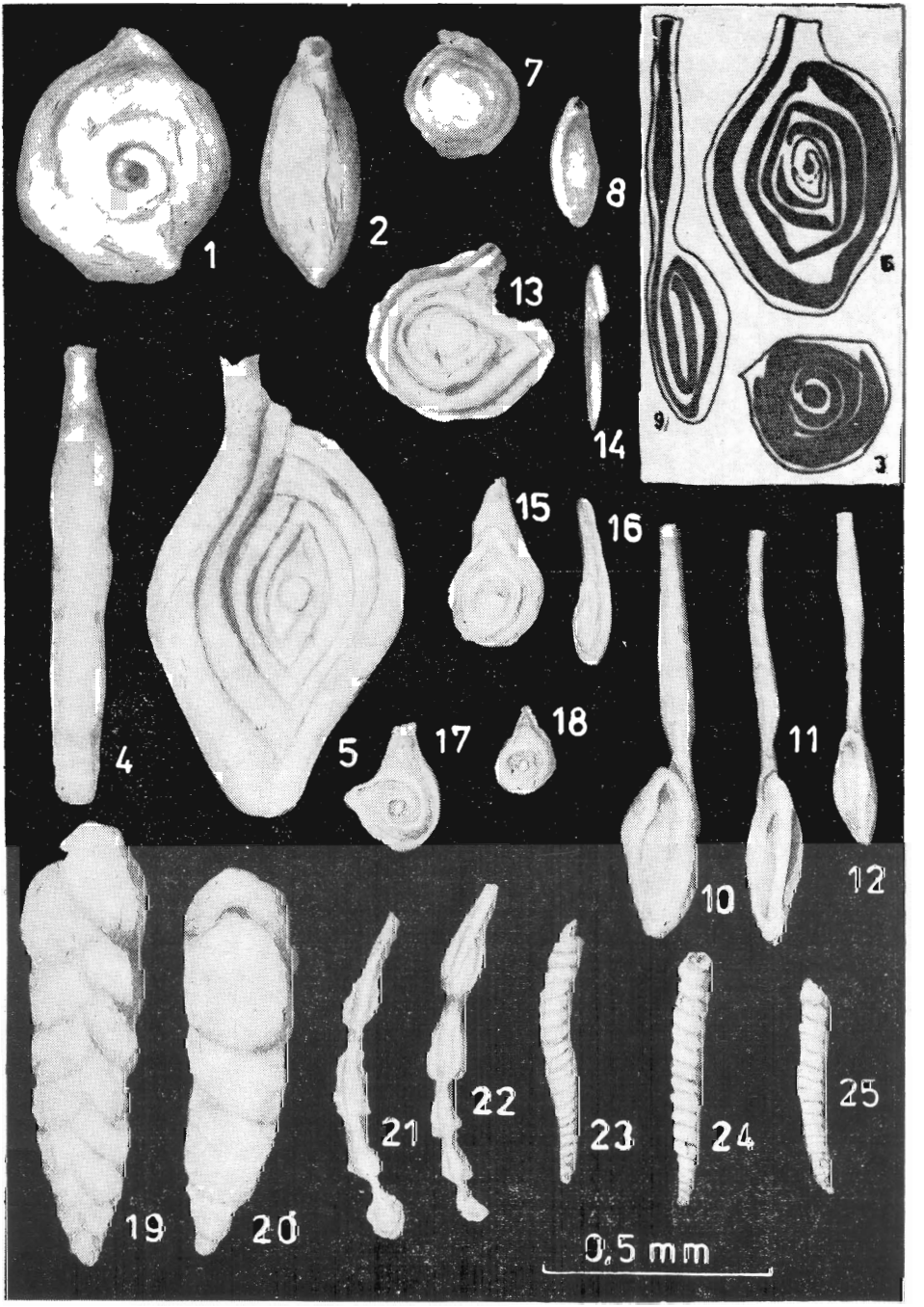
In Romania, *Turriglommina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti) mostly occurs in Ladinian formations (Pl. 6, fig. 23—25). In the Apuşeni Mts., the lower part of limestones Roşia de Căbeşti offered more than 300 separated specimens. It is scarcer in the Ladinian of Perşani and Dobrodgea.

In the upper part of limestone of the Roşia nappe Arieşeni — Apuşeni Mts. (Hidişel profile) corresponding to the Ladinian there was a specific assemblage, mostly consisting of *Fischerinidae* and *Nubeculariidae* (*Agathammina* sp., *Orthoverthella* sp., *Ophthalmidium* sp.$_2$). There also is *Trepeilopsis spiralis* Guts. et Treck.

Ladinian assemblages in a facies similar to the Hallstatt facies in N Dobrodgea (Agighiol) consist of *Ammobaculites tzankovi* (Trifonova), *Verneuilinoides mauritii* (Terquem), *Ammodiscus* sp. and holothurian sclerites. The Upper Triassic of N Dobrodgea is characterized by agglutinated foraminifers with occasionally plentiful holothurian sclerites and assemblage with *Nubeculariidae* and *Miliolidae*.

The first assemblage seems characteristic of the Hallstatt type limestones with filaments, known in Dobrodgea and in the Carpathians. The foraminiferal assemblage, generally very rich consists of *Ammobaculites tzankovi* (Trifonova), *Plagiographe tornata* (Kristan-Tollmann), *Pseudobolivina tornata* Kristan-Tollmann, *Triadosphaera radiata* (Kristan-Tollmann), *Endothyranella* sp., *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Hyperammina casteri* Conkin, *Gaudryina adoxa* Tappan, *Endothyra keupperi* Oberhauser and the following species, generally known in the Triassic: *Tolypammina discoidea* Trifonova, *Gaudryina triassica* Trifonova, *Ear-*

▶ Plate 6. 1—3 — *Ophthalmidium* sp.$_3$, sample no 2, Upper Carnian, loc.: Tauşan Bair, Dobrodgea; 4—6 — *Ophthalmidium* sp.$_4$, sample no 2080, Upper Carnian, loc.: Dl. Lung, Dobrodgea; 7—8 — „Vidalina" sp., sample no 3161, Lower Ladinian, loc.: Cairacele, Dobrodgea; 9—12 — *Opthhalmidium fusiformis* (Trifonova), sample no R 106, Upper Carnian, loc.: Curmătura Rarăului, Rarău; 13—14 — *Ophthalmidium* sp.$_1$, sample no 2929, Ladinian, loc.: Cairacele, Dobrodgea; 15—18 — *Ophthalmidium* sp.$_5$, sample no 6327, Norian, loc.: Coasta, Dobrodgea; 19—20 — *?Textularia jurassica* (Guembel), sample no 6413, Norian, loc.: Muchea Verde, Dobrodgea; 21—22 — *Nodophthalmidium annae* Gheorghian, sample no 3/7, Ladinian, loc.: Căbeşti, M. Apuseni; 23—25 — *Turriglommina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti), sample no 3/1-3/7, Ladinian, loc.: Căbeşti, M. Apuseni; 3, 6, 9 — lighted immersion oil.


1
2
7
8
13
14
6
9
3
4
5
15
16
17
18
10
11
12
19
20
21
22
23
24
25
0,5 mm

landinita libera (Trifonova), *Gaudryinella kotelensis* Trifonova, *Verneuilinoides mauritii* (Terquem). There also were scarce *Nodosariidae* and holothurian sclerites locally prevalent. A foraminiferal assemblage, common to the Carnian — Norian, mostly consists of species of the family *Variostomatidae*, usually poorly preserved among which *Variostoma crassum* Kristan-Tollmann in regarded as significant for the Upper Triassic by Zaninetti (1976). *Spiroplectammina dobrudziana* Trifonova is also frequent. In Norian limestones of the Rarău syncline are scarce representatives of the genus *Tetrataxis* and *Lamelliconus* and involutines which are most frequent in the Rhaetian of the Dachstein limestone facies. In these limestones (Bordea personal information) *Triasina oberhauseri* Koehn-Zaninetti et Broennimann was found in lower parts (together with juvenile forms of the genus *Rhaetina;* profile of the area of Ferice) and *Triasina hantkeni* Majzon in upper parts.

The second type of Upper Triassic foraminiferal assemblage is characterized by representatives of *Nubeculariidae* and *Miliolidae* in N Dobrodgea and in the Apuşeni Mts. Black Carnian limestones in Dobrodgea contain an assemblage with dominant species *Quinqueloculina nucleiformis* Kristan-Tollmann and *Ophthalmidium* div. sp.. *Ophthalmidium* sp.$_1$ occurs from the Ladinian to the Norian, whereas others like *Ophthalmidium* sp.$_3$ and *Ophthalmidium* sp.$_4$ are only associated with the Upper Carnian. There also are small (0.14—0.22 mm) representatives of two species of *Nodophthalmidium* and small *Miliolidae*, preliminarily range to the genus *"Vidalina"*. The species appear from the Anisian to the Upper Norian. Agglutinated foraminifers are also present.

A specific Upper Carnian facies was determined on the island Popina (N Dobrodgea). Neptunian dykes of Wetterstein limestones are filled with micrite containing a rich foraminiferal assemblage of the families *Ophthalmididae* and *Nodosariidae*, scarce *Variostomatidae*, fragments of *Tetrataxis* and *Palmula popinae* Gheorghian. This occurred rarely in the Upper Ladinian to the Upper Carnian of Dobrodgea.

The Norian contains sometimes extremely plentiful species of *Ophthalmidium lucidum* (Trifonova), *O. fusiformis* (Trifonova) and *Ophthalmidium* sp.$_6$. The above mentioned agglutinated foraminifers are scarce. The Upper Norian contains *Textularia jurassica* (Guembel) (Pl. 6, fig. 19, 20). In Dobrodgea the representatives of the family *Ophthalmididae* mostly characterize the Upper Carnian and Middle — Upper Norian. *Ophthalmidium fusiformis* (Trifonova) occurs in the Carpathian (Rarău) Carnian and Norian. *Ophthalmidium lucidum* (Trifonova) in N Dobrodgea (v. Telița) characterizes the Middle — ?Upper Norian. The Rhaetian has not been paleontolocally evidenced in Dobrodgea. In the Kössen Formation (Bihor — Finis nappe, Apuşeni Mts.) there is a foraminiferal assemblage of the family *Ophthalmididae*, particularly *Ophthalmidium* sp.$_2$, appearing in Dobrodgea from the Ladinian, and small *Ophthalmidium* sp.$_6$ (Pl. 3, fig. 29—33, 35—36). There also are plentiful representatives of the species *Nodophthalmidium vujisici* Urošević et Gaździcki. To prove its presence in the Rhaetian but it is necessary to pay more attention to this species which vertical distribution is mostly known in the Upper Anisian and Ladinian.

Balkan, South Dobrodgea and Moesian platform of Bulgaria
(Pls. 7, 8)

The Triassic sediments in the Balkan range and in the Fore — Balkan are

observed in many surface exposures, but to the North in the Moesian platform and South Dobrodgea these sediments are reached only by bore-holes. According to their visible lithological features the Triassic rocks of the area are divided in three units:

The lower unit composed almost exclusively of red-coloured terrigenous rocks: conglomerates, aleurolites and argillites. Some singular thin carbonate rocks appear only in the uppermost part of the complex. The age of the complex is assumed to be Early Triassic.

The middle unit is represented chiefly by carbonate rocks — limestones and dolomites. The terrigenous-argillaceous rocks are with subordinate significance and are presented in the upper part of this unit. As a whole the age of this carbonate part of the Triassic system is from Spathian to Lower — Middle Carnian.

The upper unit is built of variegated carbonate rocks: marly limestones, marls, carbonate sandstones and aleurolites. The specific conglomerates and red sandstones are very characteristic of this unit. The age of the rocks is Late Carnian, Norian, Rhaetian?.

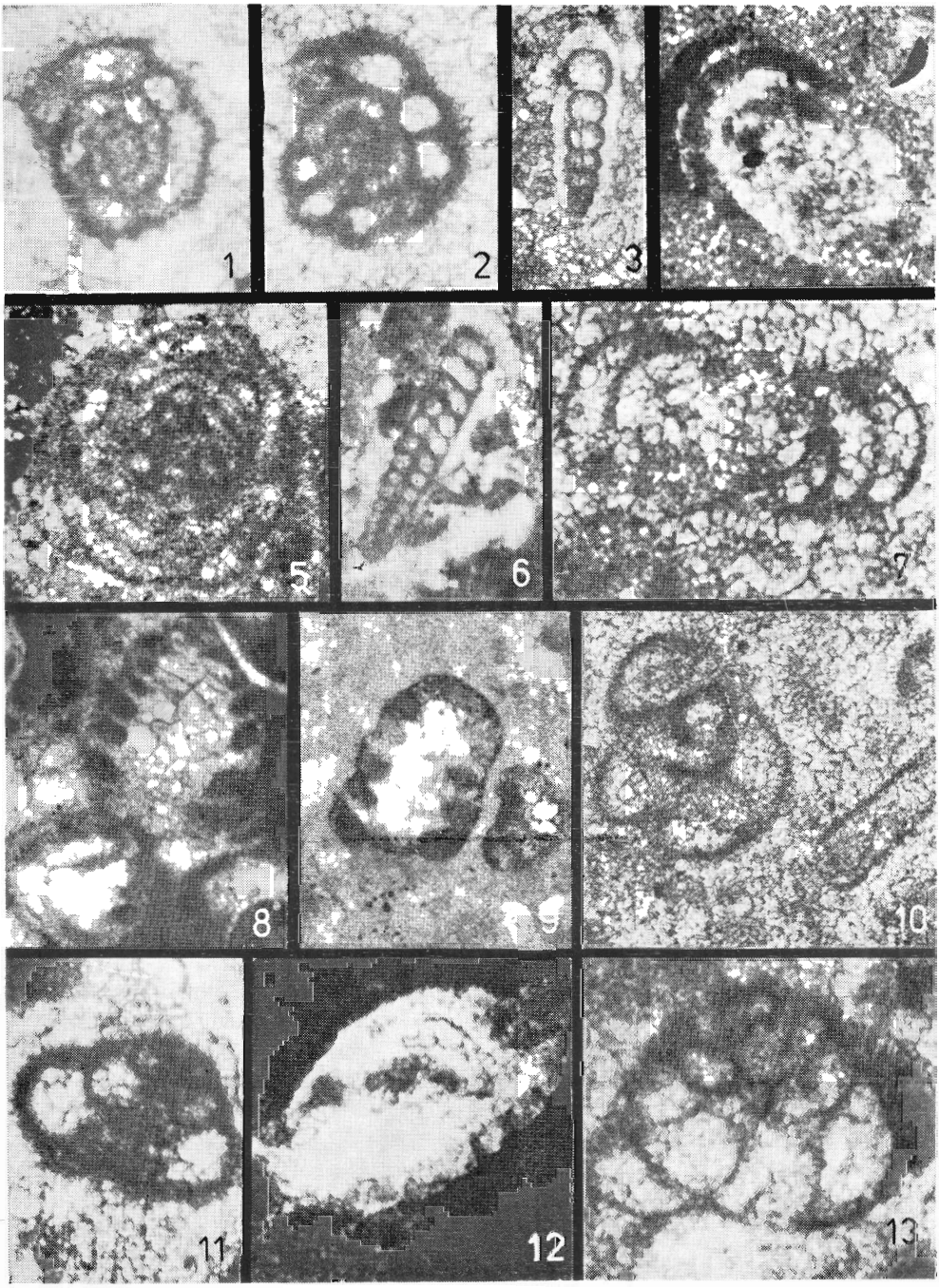
Lower Triassic

During the Early Triassic epoch in the territory of the Balkan range area and the whole North Bulgaria the thick terrigenous red coloured rocks were deposited. Only to the end of the same epoch (Smithian-Spathian age), the terrigenous beds were covered gradually with the transgression from the East Mediterranean sea waters. The sea spread slowly in time, so that while in the North-East Bulgaria marine sediments were deposited in the central and western parts of the North Bulgaria terrigenous rocks were still forming. Gradually at the beginning of the Early Anisian time in the whole North Bulgaria were established more stable sedimentation conditions and typically marine carbonate sediments formed.

Because of the unfavourable living conditions during the Early Triassic epoch, foraminifers contain only in the transitional and typically marine sediments deposited in the Smithian — Spathian time. The foraminifers are represented by benthic, eurifacial, shallow-water species from g. g. *Ammodiscus, Glomospira, Earlandia, Cyclogyra, Meandrospira* etc. (Trifonova, 1984). On the basis of predominante *Meandrospira pusilla* (Ho), the *M. pusilla* Akme-zone has been determined (Trifonova, 1978a). By comparison with macrofossils and conodonts it is assumed, that the stratigraphic range of this zone corresponds to the undivided lower-middle part of the Spathian age in North-East Bulgaria (Budurov and Trifonova, 1984), and to the upper part of the Spathian — in the central and western parts of North Bulgaria. The species of *Meandrospira cheni* (Ho) in the Smithian to the Spathian or *Meandrospira insolita* (Ho) in the Anisian are relatively rare and sometime it is very difficult to distinguish these species from *Meandrospira pusilla* (Ho).

Middle Triassic

The carbonate Anisian rocks of the area studied contain comparatively rich and various foraminifers. The latter are restricted chiefly to limestones but also occur in the dolomites, though not so well preserved. On the basis of appearance and distribution of foraminifers two zones have been subdivided: *Nodosaria shablensis* Range-zone and *Pilammina densa* Range-zone. The stratigraphic range of *Nodosaria shablensis* Range-zone is approximately Uppermost Spathian — Lowermost Bithynian (Budurov, Trifonova, 1984).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

The zone was subdivided in two subzones: *Hemigordius (= Arenovidalina) chialingchiangensis — Nodosinella rostrata* Interval-subzone and *Nodosinella rostrata* Range-zone with local significance.

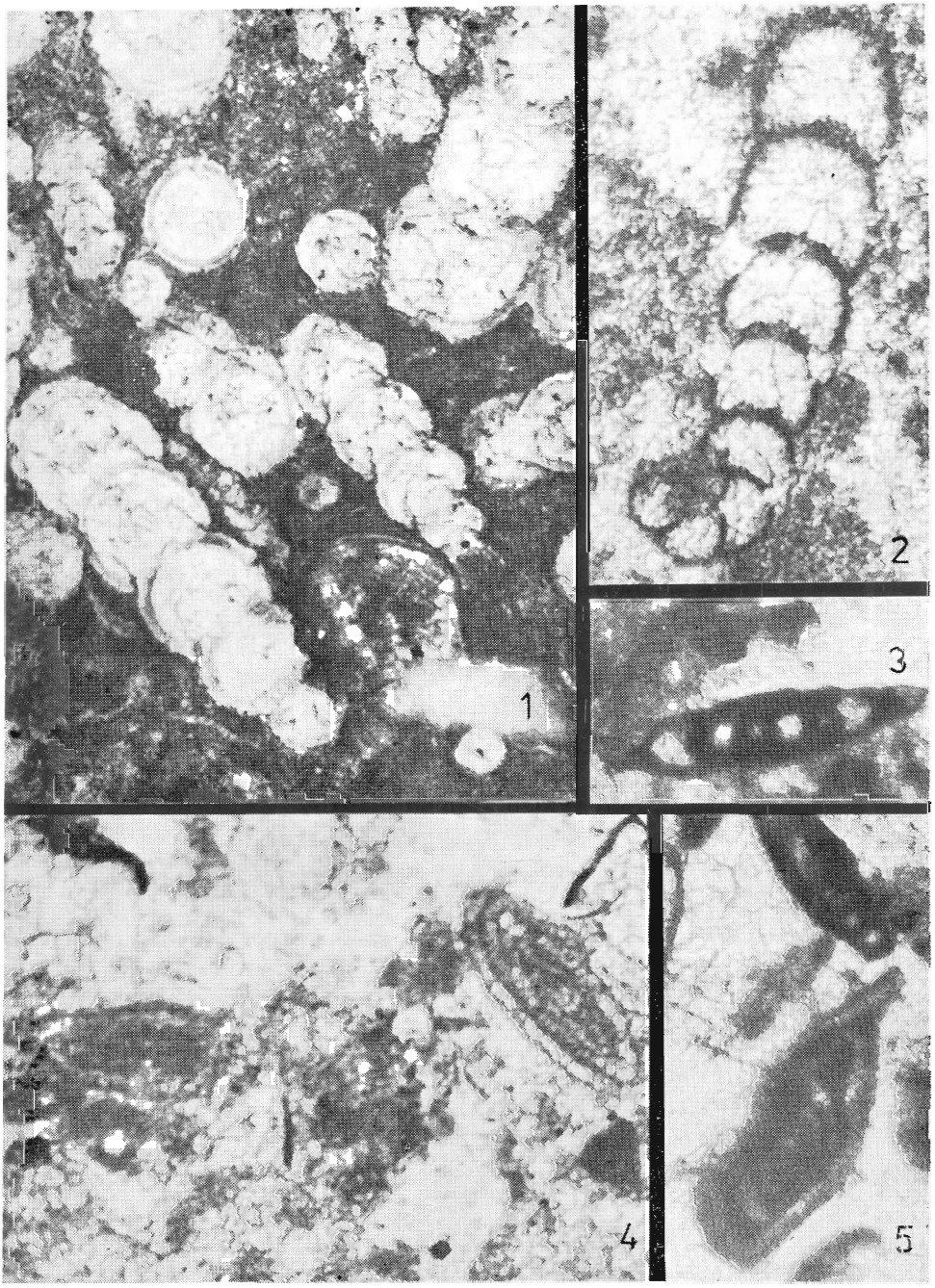
The main problem in using the *Nodosaria shablensis* Range-zone is that the index species is comparatively rare in the zonal assemblages and in such a case it is necessary to have in mind the composition of the zonal assemblage which include: *Ammodiscus parapriscus* Ho, different species of g. g. *Glomospira, Glomospirella, Nodosinella, Nodosaria* etc., and the species *Arenovidalina chialingchiangensis* Ho and *Meandrospira insolita* (Ho) as well.

The stratigraphic range of the *Pilammina densa* Pantić is approximately a part of the Bithynian substage to the Illyrian substage. Except the index species some other typical Anisian species as *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantić and *Palaeomiliolina judicariensis* (Premoli Silva) occur. It is important to note, that the first representatives of g. g. *Aulotortus, Duostomina, Diplotremina, Endothyranella, Ophthalmidium* etc., begun their existence during the Late Anisian (Illyrian) age.

The *Palaeomiliolina judicariensis* could have wider regional importance since it is well known and characteristic from the Pelsonian substage in Italy, Bulgaria, Hungary, Jugoslavia and in the last time in Czechoslovakia and Greece too.

The most diverse foraminifers were found (Trifonova, 1978b) in the Ladinian limestones, while the terrigenous-argillaceous layers contain more uniform assemblages. Despite of that it is difficult to define this stage on the basis of foraminifers, because there is no species which can be pointed as an index for the Ladinian stage only. In the region studied the *Pilammina densa — Turritellella mesotriassica* Interval-zone was described earlier. The problem is that in some cases, because of uniform sedimentation and living condition the foraminifers from the Late Anisian time and those from the Early Ladinian — are very similar in composition and it is very difficult to distinguish one from another. But despite of variability or uniformity of the zonal association in general, the species *Pilamminella gemerica* (Salaj) and specially *Turriglomina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti) are very often presented. Because of the fact that the last species is characteristic for more deeps facies, the

◀ Plate 7. 1 — *Meandrospira insolita* (Ho) ×130, bore-hole R 8-Boukhovtzi, 1225 m, Early Anisian, loc.: North East Bulgaria; 2 — *Meandrospira pusilla* (Ho) ×130, bore-hole R-118, 3493,80 m, Spathian, loc.: N. E. Bulgaria; 3 — *Nodosaria shablensis* Trifonova ×70; bore-hole R-118, 3418,30 m, Early Anisian, loc.: N. E. Bulgaria; 4 — *Angulodiscus praegaschei* (Koehn-Zaninetti) ×70, bore-hole R-1, 1448,20 m, Carnian, loc.: Blagovo, N. W. Bulgaria; 5 — *Pilammina densa* (Pantić) ×70, bore-hole R-8 Devetani, 2999,80 m, loc.: Central North Bulgaria; 6 — *Turriglommina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti) ×70, bore-hole R-121, 3164,60 m, Ladinian, loc.: Gorum, N. E. Bulgaria; 7 — *Angulodiscus friedli* (Kristan — Tollmann) ×70, sample 94-51, Carnian, loc.: Central North Bulgaria, Trojan area, section 18; 8 — *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser) ×70, bore-hole R-115, 2943 m, Carnian, loc.: Kneža, Central N. Bulgaria; 9 — *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser) ×70, bore-hole R-115, 2943 m, Carnian, N. E. Bulgaria; 10 — *Meandrospira deformata* Salaj ×70, bore-hole R-118, 3170,70 m, Anisian, loc.: N. E. Bulgaria; 11 — *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti ×130, bore-hole R-54, 2523,80 m, Anisian, N. W. Bulgaria; 12 — *Miliolipora cuvillieri* Broennimann et Zaninetti ×140, Trojan area, section 21, sample 39a-42, Norian, loc.: Central Bulgaria; 13 — *Duostomina alta* Kristan-Tollmann ×130, bore-hole R-1, 3999,10 m, Uppermost Illyrian, loc.: Pelovo, Central North Bulgaria.


1
2
3
4
5

two species never come together.

An especially characteristic element for the zonal association of the Upper Ladinian is the appearance and presence in it of the first representatives of *Angulodiscus praegaschei* (Koehn-Zaninetti). This is one of the main criteria for determination of the lower boundary of the subzone. The plentiful assemblages with a lot of specimens of different species of g. *Lamelliconus, Austrocolomia, Variostoma* and from the fam. *Oberhauserellidae* are known from the late Ladinian and Early Carnian time not only in Balkan range and in the entire N. Bulgaria but in some localities abroad — Dinarides, W. Carpathians, Tunisia and Turkey as well.

Upper Triassic

In the region studied the Carnian sediments are represented mainly by carbonate rocks — limestones and dolomites as well as by clayey-limestones and clayey rocks. Locally in the Moesian platform thick evaporitic complexes were formed. Towards the end of the Carnian age mixed carbonate-terrigenous multicoloured rocks began to form.

The foraminifers are restricted chiefly to the carbonate rocks, but under the influence of the facies the foraminiferal assemblages often change their composition. Because of this fact the representatives of g. g. *Aulotortus, Rakusia, Angulodiscus, Lamelliconus* and some *Nodosariidae* foraminifers locally are predominating in some levels. In general, foraminiferal assemblage of *Pilamminella kuthani* or *Paraophthalmidium carpathicum* from Bulgarian occurrences are comparable to those from Carnian sediments of many localities in Europe. The most characteristic species of the zonal assemblages are: *Trochammina alpina* Kristan-Tollmann, *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann, *Ophthalmidium lucidum* (Trifonova), *Triadosphaera ramosa* (Kristan-Tollmann), *Angulodiscus friedli* (Kristan-Tollmann), *Aulotortus tenuis* (Kristan), *Triadodiscus eomezozoicus* (Oberhauser), *Lamelliconus* gr. *biconvexus* (Oberhauser), *L. multispirus* (Oberhauser), *L. procerus* (Liebus), some species of g. *Austrocolomia, Paraophthalmium carpathicum* Borza et Samuel etc.

Norian stage. Lithologically Norian sediments are represented by carbonate and terrigenous-carbonate rocks. The foraminifers were studied only in several occurrences. Lately from the lagoonal-marine carbonate rocks on the basis of the foraminiferal sequence, the *Miliolipora cuvillieri* Range-zone connected with the Norian stage was described. The Norian sediments from East Balkan rich in different species of *Monotis* and *Halobia* contain more various foraminifers chiefly from g. g. *Variostoma, Ophthalmidium, Gaudryina* etc.

In general the Norian sediments of Bulgaria need a more detail investigation. Typical Rhaetian foraminifers have not been found in Bulgaria.

◀ Plate 8. 1 — *Nodosaria ordinata* Trifonova ×130, bore-hole R-1 Prolaz, 3051-3064 m, Carnian, loc.: N. S. Bulgaria; 2 — *Endothyranella wirtzi* (Koehn-Zaninetti) ×130, bore-hole R-1 Pelovo, 3998,30 m, loc.: Central N. Bulgaria; 3 — *Ophthalmidium* aff. *carinatum* (Leischner) ×40, sample no LB-2, Upper Illyrian, loc.: Ostré vŕšky; 4 — *Palaeomiliolina judiraciensis* (Premoli Silva) ×130, bore-hole R-3 Kneža, 4333,40 m, Pelsonian, loc.: Central N. Bulgaria; 5 — *Sigmoilina triadica* (Langer) ×40, sample no LB-2, Upper Illyrian, loc.: Ostré vŕšky.

Hellenic realm of Greece
(Pl. 9)

In Greece the Triassic formations occur on both sides of the Pelagonian Massif in the internal and external zones of the Hellenids. The main non recrystalized localities studied are presented in Fig. 3.

Until 1896 the Triassic was completely ignored in Greece and its occurrences were regarded as Jurassic or Cretaceous. In 1896 H. Douvillé described the first ammonite in Greece (Mycenes) and since then the Triassic started to be revealed almost everywhere.

Most datings were based on ammonites, lamellibranchiates, conodonts and some were based on dasycladaceans and foraminifers. The bibliography concerning the Triassic was revised by Guernet (1971) and Katsikatsos (1980). Triassic foraminifers were described and also depicted in publications by Christodoulou and Tsaila (1972, 1975), Tsaila and Monopolis (1977), Nicora and Premoli Silva (1976), Courtin et al. (1982), Gerolymatos et al. (1982), Senowbari-Daryan (1983), Pomoni et al. 1986).

Lower Triassic

The uppermost Permian Lower Triassic resting upon the marine Permian — as postulated till now — is represented by a detrital facies with layers of neritic

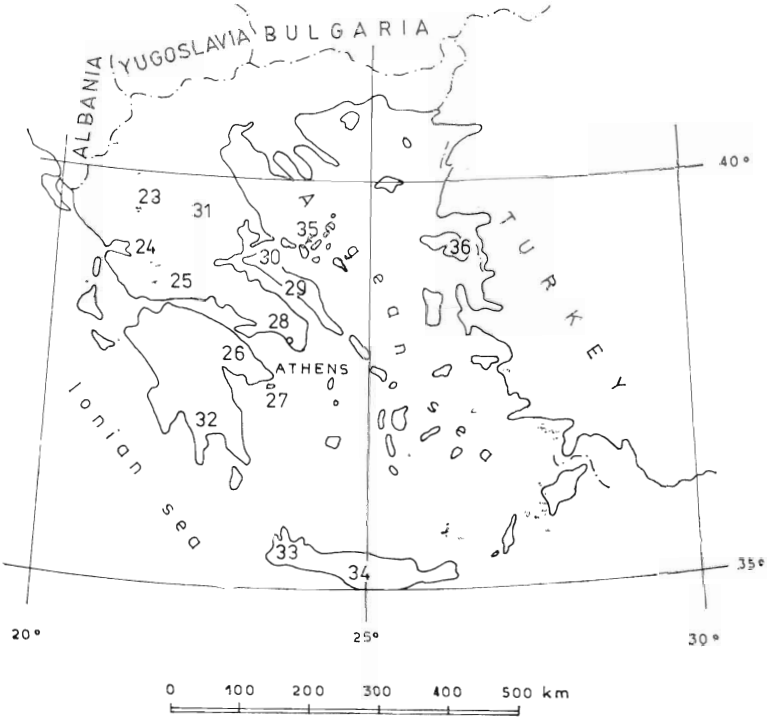


Fig. 3. Sketch map of localities with Triassic Foraminifera from Hellenic Realm. Localities in Greece: 23 — Pindos area, 24 — Akarhania area, 25 — Aetolia area, 26 — Argolis area, 27 — Hydra isl., 28 Attika area, 29 — Central Euboea, 30 — North Euboea, 31 — Thessalia area, 32 — Lakonia area, 33 — Western Creta, 34 — Central Creta, 35 — Skopelos isl., 36 — Lesvos isl.

organodetrital limestones mostly associated with volcanics and tuffites.

The organodetrital limestones and calcareous sandstones (absent in the basal part of the formation) contain *Glomospirella triphonensis* Baud, Zaninetti et Broennimann, *Gl. sigmoidalis* (Rauser), *Gl. irregularis* (Moeller), *Gl. ammodiscoidea* (Rauser), *Ammodiscus parapriscus* (Ho), *Glomospira sinensis* (Ho) and rares *Arenovidalina chialingchiangensis* (Ho). The genus *Meandrospira* is not represented. So we may state that in the area studied its first appearance could not have been in the Lowermost Triassic but only later. We preliminarily relate the newly defined zone *Arenovidalina chialingchiangensis — Glomospirella triphonensis* to the uppermost Gangetian and Dienerian p. p. (Fig. 3). The lower boundary of this zone is defined by F. A. of index species, the upper boundary — by F. A. of *Meandrospira cheni* (Ho).

Since there are no representatives of the genus *Ophthalmidium* in this zone, the species *Arenovidalina chialingchiangensis* Ho is to be regarded as their ancestral form, and in contrast to Zaninetti (1976) we do not regard the genus *Arenovidalina* Ho, 1959 as a synonym probable of *?Ophthalmidium* Kuebler et Zwingli, 1870.

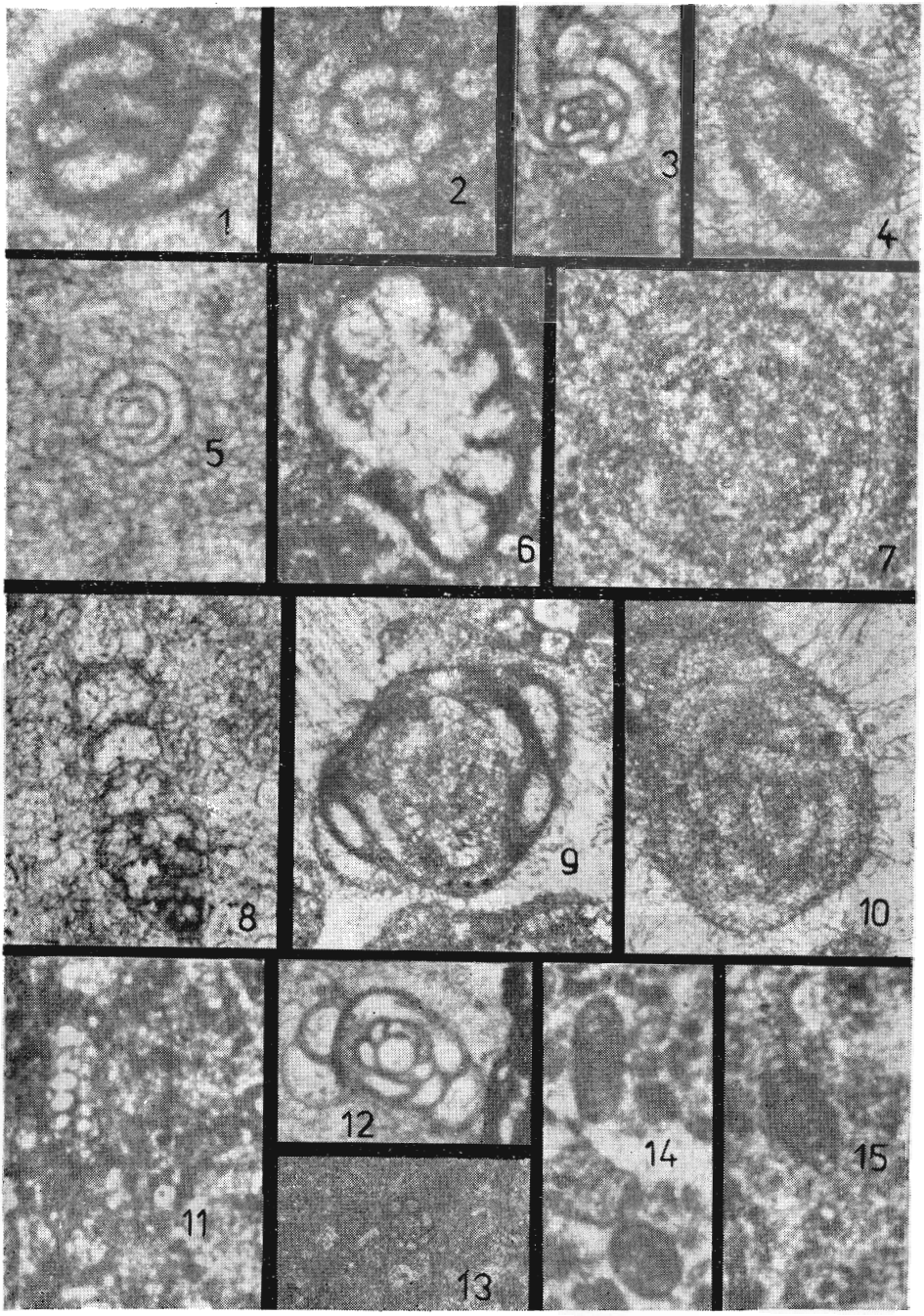
In the course of the Scythian there gradually appeared representatives of the genus *Meandrospira:* at first *Meandrospira cheni* (Ho), then *Meandrospira pusilla* (Ho) in association with *M. cheni* (Ho) or later on not in the association. In the uppermost part of *M. pusilla* Zone (Mont Parnes), where *M. cheni* is absent, the first representatives of the genus *Meandrospiranella* n. sp., have been found (V. C. — J. S.). They constitute evolutionary forms of the species *M. pusilla* (Ho) fact that confirms the polyphylogenetic origion of the genus *Meandrospiranella* Salaj, 1969 whose first representatives appear already in the uppermost Scythian. Then *M. pusilla* (Ho) passes to the Lowermost Anisian whose lower boundary is defined by F. A. of *Meandrospira insolita* (Ho).

Middle Triassic

In the Middle Triassic the sedimentation is carbonatic (with local presence of detrital material) passing up to the Upper Triassic. The detrital material is also present between the Upper Carnian — Norian Hallstatt limestones and the Rhaetian Pantocrator limestones of the Dachstein facies according to bibliographic data.

During the Anisian the neritic limestones of the Carbonatic platform formed in almost all tectonic zones. They are dated upwards by the presence of *Meandrospira insolita* (Ho), *Meandrospira dinarica* Kochansky- Devidé et Pantić, *Pilammina densa* Pantić sometimes associated with *Glomospirella triphonesis* Baud, Zaninetti et Broennimann, *Pilamminella grandis* (Salaj), *Austrocolomia marschalli* Oberhauser, *Diplotremina* div. sp., ostracods, dasycladaceans and the F. A. of *Involutinidae,* represented by *Aulotortus pragsoides* (Oberhauser). Dasycladacean algae are locally predominating forming special levels in the Anisian limestones corresponding to the Steinalm facies known from the Alpin and Carpathians regions. A special facies of Pelsonian age containing only Diplotremmina astrofibriata Kristan-Tollmann has been located, too.

In some places *Meandrospira insolita* (Ho) is associated with numerous *Nodosariidae.* The fact is indicative of certain deepening of the environment. Higher up and in the zone *Meandrospira dinarica* with brachiopods also *Turriglommina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti) and *Palaeomiliolina judicariensis* (Premoli Silva) appear.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

These forms are also indicative of lower parts of Anisian so we may place the base of the zone *Turriglommina mesotriassica* earlier. In a more hypersaline environment *Meandrospira deformata* Salaj appeared.

In the Middle — Upper Anisian the basin with purely pelagic sedimentation started to form particularly in the zone of Pindos. On the other hand, the presence of pelagic facies in zones characterized by platform carbonate sedimentation under the neritic conditions is indicative of the existence of small basins resulting from subsequent tectonic movements. The facies are represented by micritic limestones with filaments, frequently associated with Radiolarians. The filaments form sometimes lumachelles and their formation continues up to the Jurassic.

In the platform carbonate facies, *Pilammina densa* Pantić and *Pilamminella gradis* (Salaj) do not surpass the lower boundary of the Ladinian.

The Ladinian of platform carbonate facies comparable to limestones of the Wetterstein facies, is characterized by plentiful dasycladaceans [*Diplopora annulata* (Schaehault), *Diplopora annulatissima* Pia a. o.] and contains frequent *Pilamminella gemerica* (Salaj), and in top parts also plentiful *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, *Aulotortus pragsoides* (Oberhauser), *Angulodiscus praegaschei* (Koehn-Zaninetti) and sometimes also *Agathammina iranica* Zaninetti, Broennimann, Bozorgnia et Huber which also ranges to the Carnian.

In some places the Middle Triassic is also characterized by the Hallstatt facies of the pelagic environment, whose deposition commenced in Argolide during the Lower Anisian determined on the basis of ammonites (personal information by Tselepidis) or in the Uppermost Scythian (Chios island) and lasted up to the Norian. The facies consits of biomicrite limestones with filaments, rich in ammonites and containing various species of *Nodosaridae* and *Duostominidae* and other genera which are most frequent in Argolide, and are going to be presented in detail in a future note (V. C.).

Upper Triassic

The Carnian of the less deep facies is

◄ Plate 9. 1 — *Meandrospira deformata* Salaj ×75, Pelagonian Zone, Anisian, loc.: Central Euboea; 2 — *Meandrospira cheni* (Ho) ×75, Pelagonian Zone, Smithian, loc.: Central Euboea; 3 — *Meandrospiranella* sp. 1 ×180, Hallstatt facies, Upper Anisian, loc.: Argolis; 4 — *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann ×180, Pindos Zone, Middle Triassic, loc.: Aetolia; 5 — *Ammodiscus parapriscus* Ho ×75, Hallstatt facies, probably Ladinian, loc.: Argolis; 6 — *Variostoma crassum* Kristan-Tollmann ×75, Pindos Zone, Anisian, loc.: Aetolia; 7 — *Pilammina densa* Pantić ×75, Pelagonian Zone, Middle Anisian, loc.: Central Euboea; 8 — *Gaudryinella elegantissima* Kristan-Tollmann ×180, Hallstatt facies, probably Carnian, loc.: Argolis, 9 — *Pilamminella kuthani* (Salaj) ×110, Pelagonian Zone. Carnian, loc.: North Euboea; 10 — *Pilamminella gemerica* (Salaj) ×110, Pelagonian Zone, Ladinian, loc.: North Euboea; 11 — *Gaudryinella* cf. *clavuliformis* Trifonova ×75, Pindos Zone, Middle Triassic, loc.: Aetolia; 12 — *Glomospira inflata* Michalík, Jendrejáková et Borza ×180. Hallstatt facies, probably Ladinian, loc.: Argolis; 13 — *Meandrospira pusilla* (Ho) ×45, Pelagonian Zone, Spathian, loc.: Attika; 14 — *Glomospirella triphonensis* Baud, Zaninetti et Broennimann ×75, Ionian Zone, Lower Triassic, loc.: Akarnania; 15 — *Arenovidalina chialingchiangensis* Ho ×75, Hallstatt facies. Upper Anisian — Ladinian, loc.: Argolis.

represented by platform limestones (with dasycladaceans, containing plentiful forms of the family Involutinidae among which most important *Angulodiscus friedli* (Kristan), towards the top associated with *Rakusia oberhauseri* Salaj. In places, in the foraminiferal assemblage dominant are representatives of the family *Ophthalmidiidae*, particularly of the genus *Agathammina* (*A. iranica* Zaninetti, Broennimann, Bozorgnia et Huber, *A. austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann) and *Paraophthalmidium*, among which *Paraophthalmidium carpathicum* Samuel et Borza is most significant. There are also *Ophthalmidium exiguum* Koehn-Zaninetti, *Ophth. fusiformis* (Trifonova), *Endothyra keupperi* Oberhauser.

In the Norian besides the above mentioned *Involutinidae* there are also significant species of *Galeanella* like G. *tollmanni* (Kristan) and towards the top, approximately at the contact with the Rhaetian also *Gandinella falsofriedli* (Salaj, Borza et Samuel) appears.

In the Rhaetian the presence of *Angulodiscus friedli* is more frequently associated with various species of the family *Involutinidae* among which also Trocholines are abundant. The upper part of the Rhaetian is characterized by the appearance of *Triasina hantkeni* Majzon but it does not surpass the Upper Rhaetian range.

So we may say that as regards the Triassic carbonate platform formations, in some places deepened, the zonation of the Triassic established by Salaj, Trifonova et Gheorghian (1986) for the Carpathian-Balcan region can — after a slight modification — be also applied on Greece (Fig. 2).

At present it is not possible to establish biozonation of deeper facies because the group of plentiful *Nodosariidae* and *Duostominidae* needs a more detailed study.

Conclusion

The future investigation on the Triassic foraminifera microbiostratigraphy of the Carpathian-Balkan and Hellenic Realm will be connected with the more detailed determination of the stratigraphic range of the biostratigraphic units, comparation with other fossils with presentation of parallel biozonal schemes and specially with the problems of ecostratigraphy.

References

Amieux, P. 1982: La cathodoluminiscence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 6, 2, 437—483.*

Baltres, A. 1975: Der Obere Anis von Lacul Roşu (Ostkarpaten): Algen, Foraminiferen, Sedimentologie und Diagenese. In: *14th European Micropaleontological Colloquium, Romania, 115—121.*

Baud, A., Zaninetti, L., Broennimann, P. 1971: Les Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) des Préalpes Médianes Rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais, France). *Arch. Sci. Genève, 24, 1, 73—95.*

Bordea, J., Iordan, M., Tomescu, C., Bordea, S. 1978: Biostratigraphic Contribution to the Upper Triassic from the Ferice Unit (Bihor Mountans). *D. S. Şedinţ., LXIV, 63—78.*

Budurov, K. M., Trifonova, E. T. 1984: Correlation of Triassic conodont and foraminiferal zonal standards in Bulgaria. *Dokl. Bolg. Akad. Nauk, 37, 5, 625—627.*

Bystrický, J. 1986: Stratigraphic Ranging and Zonation of Dasycladal Algae in the West Carpathians Mts., Triassic. *Miner. slov., 18, 289—321.*

Bystrický, J. et al. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. *In: Guide to Excurs. D, Xth Congr. Carp.-Balk. geol. Ass. Bratislava, GÚDŠ, 1—37.*

Courtin, B., Zaninetti, L., Altiner, D., Décrouez, D. 1982: Sur l'existence de calcaire de plateforme à foraminifères triasiques en Othrys occidentale (Grèce continentale): importances paléogéographiques. *Rev. Paléobiol., 1, 1, 13—27.*

Gerolmatos, E. Dornsiepen, U., Trifonova, E. 1982: Vorkommen von höheren Zentralhellenischen Deckeneinheiten in Lakonien (Peloponnes, Griechenland). *Praktica Akad. Athenes, 57, 247—261.*

Gheorghian, D. 1975: Date biostratigrafice privind Triasicul de la Sasca (zona Reşita — Moldova Nouă, Banat). *D. S. Şedinţ., LXI, 4, 51—64.*

Gheorghian, D. 1976: Contributii la cunoasterea unor microfaune triasice din Muntii Apuşeni (Pădurea Craiului). *D. S. Şedinţ., LXII, 3, 25—38.*

Gheorghian, D. 1980: Note concernant quelques espèces de Nodophthalmidium dans le Trias moyen-supérieur de Roumanie. *D. S. Şedinţ., LXV, 3, 37—41.*

Gaździcki, A. 1983: Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. *Paleont. pol., 44, 109—169.*

Głazek, J., Trammer, J., Zawidzka, K. 1973: The Alpine microfacies with Glomospira densa (Pantić) in the Muschelkalk of Poland and some paleogeographical and geotectonic problems. *Acta geol. pol., 23, 3, 463—482.*

Guernet, C. 1971: Etudes géologiques en Eubés et dans le régions voisines (Grèce). *Thèse de doctorat, Univ. de Paris, VI.*

Ho, Y. 1979: Sketch of the Triassic foraminiferal biostratigraphy of Northwestern Sichuan (Szechuan), China. *Riv. Ital. Paleont., 85, 3—4, 1167—1174.*

Christodoulou, G., Tsaila-Monopolis, St. 1975: Eastern Hellenic zone knowledge of the stratigraphy of Triassic in the Eastern Hellenic zone. *Bull. of the Geol. Soc. of Greece, IX, 101—118.*

Christodoulou, G., Tsaila-Monopolis, St. 1975: Eastern hellenic zone microfacies. *National Institute of Geol. et min. Res., V, XVII, 1, 63.*

Jendrejáková, O., Michalík, J., Papšová, J. 1981: Príspevok ku stratigrafii strednotriasových karbonátov hronika (chočský príkrov Horehronia, Západné Karpaty). *Zem. Plyn Nafta, XXVI, 4, 611—624.*

Katsikatsos, G. 1980: Etude geologique de la région Vassiliko-Ithomi, Messinias. *Thèse de doctorat, Univ. de Paris.*

Kovácz, S., Papšová, J. 1986: Conodonts from the Paraceratites binodusus zone (Middle Triassic) from the Mecsek Mts., southern Hungary and from the Choč nappe of the Low Tatra Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 1, 59—74.*

Kozur, H. 1971: Die Bairdiaceae der Trias. Teil III: Einige neuer Arten triassischen Bairdiacea und Bemerkungen zur Herkunft der Macrocyprididae (Cypridacea). *Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, 1/6, 1—18.*

Kullmanová, A., Rakus, M., Biely, A., Pevný, J., Havrila, M. 1984: Charakteristické litostratigrafické profily mezozoika Nízkych Tatier. Časť II. (mezozoikum chočského príkrovu). *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Limongi, P., Panzaneli-Fratoni, R., Ciarapica, G., Cirilli, S., Martini, R., Savini-Bonnard, G., Zaninetti, L. 1987: Turriglommina Zaninetti, n. g., un nouveau nom pour „Turritellella" mesotriassica Koehn-Zaninetti, 1968 (Foraminifère, Trias moyen) avec remarque sur la présence de l'éspèce dans le Ladinien de l'Apennin méridional. Arch. Sci. Genève, vol. 40, 1, 13—22.

Majzon, L. 1954: Contribution to the Stratigraphy of the Dachstein Limestone. *Acta geol. Sci. Hung., 2, 243—249.*

Mirăută, E. 1974: Über die Conodontenfaunen des oberen Werfens und des tieferen Anis der nördlichen Dobrudscha/Rumänien. *Geol. Pal., (Marburg)., 8, 149—158.*

Martini, R., Amieux, P., Gandin, A., Zaninetti, L. 1987: Triassic foraminifers from Punta Tonnara (SW Sardinia) observed in cathodoluminiscence. Rev. Paléobiologie, 6 ,1, 23—27.

Mirăută, E. 1982: Biostratigraphy of the Triassic Deposits in the Somova — Sarica Hill Zone (North Dobrodgea) with Special Regard on the Eruption Age. *D. S. Şedinţ., LXVII, 4, 63—78.*

Mirăută, E., Gheorghian, D. 1978: Etude microfaunique des formation triasiques (transylvaines, bucoviniennes et géticques) des Carpates Orientales. *D. S. Şedinţ., LXIV, 3, 109—162.*

Mirăută, E., Gheorghian, D. 1975: Norian Conodonts and Foraminifers from North Dobrodgea. *D. S. Şedint., LXI, 3, p. 47—76.*

Mirăută, E., Iordan, M., Gheorghian, D. 1984: New Biostratigraphic Data on the Triassic from the Somova-Sarica Hill Area (Tulcea zone, North Dobrodgea). *D. S. Şedint., LXVIII, 4, 35—48.*

Michalík, J., Jendrejáková, O., Borza, K. 1979: Some new Foraminifera-species of the Tatra-Formation (Uppermost Triassic) in the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 1, 61—91.*

Papšová, J., Gáal, L. 1984: Conodonts from Pelsonian — Cordevolian basinal limestones of Choč and Silica nappes. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 9, 155—164.*

Nicora, A., Premoli Silva, I. 1976: Bentonic foraminifera from Early — Middle Triassic pelitic sequences from Chios (Greece) and Bithynia (Turkey) and correlation with conodont and ammonoid assemblages: preliminary note. *Maritime Sediments, sp. publ. no. 1, 1st. Int. Symp. Benth. Foram. Continent. Margins, Part B, Halifax, 487—499.*

Oravecz-Scheffer, A. 1987: Triassic foraminifers of the Transdanubian central range. *Geol. hungar. Ser. Palaeont. 50, 1—134.*

Papšová, J., Pevný, J. 1982: Finds of conodonts in Reifling limestones of the West Carpathians (the Choč and Strážov nappe). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 8, 77—90.*

Patrulius, D., Bordea, S. 1970: Microfacies with Nodosarids in the Triassic of the Apuseni Mountains and East Carpathians. *D. S. Şedimenţ., LV, 3, 201—206.*

Patrulius, D., Gheorghian, D., Mirăută, E. 1977: Corrélation biochronologique du Calcaire de Roşia, formation trasique su système des Nappes de Codru (Monts Apuseni). *D. S. Şedint., LXII, 4, 121—133.*

Patrulius, D., Popescu, I., Mirăută, E., Gheorghian, D. 1987: The Klippen of the Persani Mountains (East Carpathians). (in press).

Poisson, A., Ciarapica, G., Cirilli, S., Zaninetti, L. 1985: Gandinella falsofriedli (Salaj, Borza et Samuel, 1983) (Foraminifère, Trias supérieur), étude de l'espèce sur la base du material-type du Domuz Dag (Taurus Lycien, Turquie). *Rev. Paléobiol., 4, 1, 133—136.*

Pomoni-Papaioannou, F., Trifonova, E., Tsaila-Monopolis, S., Katsavrias, N. 1986: Lofer type cyclotherms in a late triassic dolomitic sequence on the eastern part of Olympus. *IGME, Geol. et Geoph. Res., Spéc. Issue, Athens, 403—417.*

Popa, E., Dragastan, O. 1973: Algae şi foraminifere triasice (Anisian-Ladinian) din estul Pădurii Craiului (Munti Apuşeni). *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Ser. Geol., 18, 2, 425—442.*

Rakus, M. 1986: Ammonites in basal parts of Reifling limestones in Choč nappe on southern slopes of Nízke Tatry Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 1, 75—89.*

Salaj, J. — Borza, K. — Samuel, O. 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ, 1—213.*

Salaj, J., Trifonova, E., Gheorghian, D. 1986: Triassic Foraminifera zonation and its problems in the Carpatho-Balkan Realm. *In: 3rd Symposium on the Benthonic Foraminifera "Benthos 86". Genève (in press).*

Senowbari-Daryan, B. 1983: Zur Gattung Pseudocucurbita Borza et Samuel, 1978 (pro Cucurbita Jablonsky, 1973) und Beschreibung vergleichbarer problematischer Organismen aus der Obertrias des Alpin — mediterranen Raumes. *Riv. Ital. Paleont., 88, 181—250.*

Végh-Neubrandt, E. 1972: Fauna und Faziesverbreitung der Obertrias des Transdanubischen Mittelgebirges. *Ann. Univ. Sci. Budapest, Roland Eötvös Sect. geol., 15, 115—116.*

Trifonova, E. T. 1978a: The Foraminifera Zones and Subzones of the Triassic in Bulgaria. I. Scythian and Anisian. *Geol. Balcan. 8, 3, 85—104.*

Trifonova, E .T. 1978b: Foraminifera Zones and Subzones of the Triassic in Bulgaria. II. Ladinian and Carnian. *Geol. Balcan., 8, 49—64.*

Tsaila-Monopolis, St. 1977: Micropaleontological and stratigraphical study of the Tripolitza (Gavrovo) zone in the Peloponnesus. *Geol. Geophysical Res., XX, 1, 1—106.*

Zaninetti, L. 1976: Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre des domaines mésogéens européen et asiatique. *Rev. Ital. Paleont., 82, 1, 1—258.*

Triasová foraminiferová mikrobiostratigrafia karpatsko-balkánskeho a helenidného pásma

Autori pojednávajú o triasových foraminiferových asociáciách karpatsko-balkánskej a helenidnej zóny, menovite Československa, Rumunska, Bulharska (obr. 1) a Grécka (obr. 3) s odkazom aj na niektoré lokality v Maďarsku a Poľsku. Foraminifery sú opísané vo vzťahu k rôznym typom fácií, ktorých vek je určený hlavne makrofaunou, riasami a konodontmi. Mikrobiostratigrafické problémy jednotlivých oblastí sa riešia vo vzťahu k zonálnemu členeniu vypracovanému na základe foraminifer. Členenie bolo vypracované najprv pre Západné Karpaty Slovenska (Salaj, 1969; Salaj et al., 1983) a neskoršie aj pre karpatsko-balkánsku zónu (Salaj et al., 1986) a pre helenidy (obr. 2).

Treba zdôrazniť, že predbežné výsledky o mikrobiostratigrafii triasu sú dosiahnuté v rámci vzájomnej spolupráce GÚDŠ s jednotlivými geologickými ústavmi Rumunska, Grécka a s Geologickým ústavom Bulharskej akadémie vied, z ktorých zainteresovaní pracovníci budú v ďalšej, prípadne rozšírenej spolupráci pokračovať.

Stratigrafia

Najstaršia asociácia foraminifer triasu vô-

bec, reprezentovaná novodefinovanou intervalovou zónou *Arenovidalina chialingchiangensis — Glomospirella triphonensis* (? vrchný gangét — spodný diener), vystupuje v Grécku. Od najvrchnejšieho, na fosílie bohatého morského permu je oddelená málodetritickými, zrejme prevažne lagunárnymi a kontinentálnymi sedimentmi. V tejto zóne nie sú prítomní zástupcovia rodu *Meandrospira*, čo by potvrdzovalo, že sa nezačali vyvíjať v perme, ale neskoršie, až v nadloží spodnodienerských sedimentov s *Claraia clarai* (Emmr.) tak, ako je to preukázané v Nízkych Tatrách (Kullmanová et al., 1982). Ide o druh *Meandrospira cheni* (Ho), reprezentanta rovnomennej zóny, ktorú dávame do vzťahu vrchný diener — smit. Ďalšie indexové druhy jednotlivých zón, ako *Meandrospira pusilla* (Ho), *M. insolita* (Ho) a *M. dinarica* Kochansky-Devidé et Pantić, sú preukázané v celej študovanej zóne (obr. 2).

Druh *Turriglommina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti) sa v študovanej oblasti prvý raz zistil v Grécku, a to pred pelsónom, spolu s Pilammina densa Pantić.

Táto skutočnosť dovoľuje potvrdiť názor Salaja et al. (1983) o migrácii významných tetýdnych foraminiferových druhov z juhu a východu na sever a západ.

Tak napr. významný druh *Aulotortus pragsoides* (Oberhauser), preukázaný v dinaridách v priebehu celého ilýru, je v Západných Karpatoch preukázaný až v najvrchnejšej časti spodného ilýru, a to s *Pilammina densa* Pantić a *Meandrospira insolita* (Ho) (Tab. 1, obr. 2, 3, 4). O tomto fakte sa v poslednom čase v Západných Karpatoch pochybovalo (Bystrický, 1986, s. 321). Chýbanie druhu *Pilammina densa* Pantić v prevažnej časti vrchného ilýru v Západných Karpatoch je spôsobené výraznejším prehĺbením sedimentačných podmienok, rovnako aj časté chýbanie druhu *Aulotortus pragsoides* (Oberhauser) v spodnom ladine, či už vo fácii reiflinských alebo wettersteinských biotermných vápencov, je prejavom výrazných batymetrických zmien.

Pre platformné, čiastočne hlbšie fácie až panvové fácie anisu — spodného karnu sú okrem *Turiglommina mesotriassica* (Koehn-Zaninetti) významní zástupcovia rodov *Ophthalmidium* a *Paraophthalmidium*, pričom *Paraophtalmidium carpathicum* Samuel et Borza je indexovým druhom pre karn. Bohatým asociáciám foraminifer čeľade *Nodosariidae*, ktoré sú zastúpené vo fácii schreyeralmských, hallstattských a kössenských vrstiev, sa žiada v budúcnosti venovať zvýšenú pozornosť.

Pre stratigrafické členenie platformných, na riasy bohatých vápencov stredného a vrchného triasu sú významné involutné foraminifery, na ktorých stratigrafický význam upozornili už viacerí autori (Salaj, 1969; Zaninetti, 1976; Trifonova, 1978; Salaj et al., 1983; Gaździcki, 1983; Salaj et al., 1986). Involutné foraminifery, ako aj riasy boli v poslednej dobe preukázané aj v hlavnom dolomite Západných Karpát (Salaj et al., 1983). Vzhľadom na výslovnú pochybnosť o možnosti ich výskytu (Bystrický, 1986) viaceré z nich sú v tejto práci vyobrazené (Tab. 1, obr. 5, 6, 7, 8, 10, 11, 13, 14). Je zrejmé, že štúdiu hlavného dolomitu, ako aj iných dolomitických horizontov triasu bude treba v budúcnosti venovať zvýšenú pozornosť, a to hlavne použitím metodiky katodoluminiscencie (Amieux, 1982; Martini et al., 1987).

RECENZIA

J. Jarkovský et al.: **Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza a ložiská.** Geol. ústav D. Štúra, 1987, 170 s.

Slovensko je už z histórie známe ložiskami zlata, ktoré sú pomerne dobre preskúmané. Pretože o zlate v Západných Karpatoch sa dosiaľ nepublikoval žiaden ucelenejší prehľad, zborník Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza a ložiská, ktorý vyšiel v edícii Konferencie, sympóziá, semináre v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, uvítajú ako významnú a aktuálnu vedeckú príručku geochemici, mineralógovia, ale aj geológovia zaoberajúci sa otázkami metalogenézy. Tým publikácia presahuje svoje pôvodné zameranie: zverejnenie materiálov z rokovania seminára a širokému okruhu odborníkov a záujemcov umožňuje poznať súčasný stav prevažnej časti úloh týkajúcich sa problematiky Au riešených či už na vysokých školách, v SAV, rôznych vedeckých ústavoch alebo v podnikoch a závodoch. Už z toho je zrejmé, že vydanie takejto publikácie bolo evidentne potrebné, pretože s témou väčšiny referátov už bolo možné oboznámiť sa v zborníkoch vydaných pri odborných konferenciách všade inde, len nie na Slovensku (napr. Hornická Příbram, Valtice 1983, Jeseník 1984, Jetřichovice 1985, Hradec Králové 1987 a pod.).

Napriek tomu však zborníku pozostávajúcemu z 28 odborných referátov zo seminára konaného v Donovaloch r. 1985 nesporne patrí určité prvenstvo medzi základnými dielami o zlate v Západných Karpatoch. V tematicky pestrých kapitolách sa na príklade množstva spracovaného materiálu z rôznych ložiskových rajónov, úsekov či zón takmer zo všetkých metalogenetických teritoriálnych jednotiek Západných Karpát analyticky demonštrujú súčasné poznatky i problémy, azda aj úplná škála metodicky rozdielnych prístupov k ich riešeniu, ako aj základné otázky prognóz. Práve takáto koncepcia zborníka je veľkým kladom. Sympatickým činom zostavovateľov (Jarkovský, Beňka) je aj podnietenie značnej časti riešiteľov a spoluriešiteľov takýchto úloh v geológii ZK k diskusii na tieto otázky a k ich publikovaniu. Množstvo predložených referátov, široká paleta nimi nadhodených problémov ukazujú, že výskum a prieskum ložísk zlata oblasti ZK sa ako perspektívna disciplína po určitej stagnácii veľmi rýchlo rozvinuli a zohrávajú úlohu hlavne pri riešení praktických potrieb národného hospodárstva.

Každý referát je doplnený údajmi o základnej literatúre a výstižným abstraktom v slovenskom i anglickom jazyku. Je prirodzené, že pri pozornom preštudovaní materiálov spracovaných na 170 stranách môže čitateľ nájsť aj niektoré diskutabilné formulácie, príp. môže mať námietky voči niektorým uzáverom a pod. Ale to neznižuje dobrý dojem z recenzovanej publikácie, ktorá vypĺňa citeľnú medzeru v geologickej literatúre ZK. Mnohé myšlienky a vývody vyslovené v publikácii inšpirujú čitateľa a iste vzbudia diskusiu, napr. to, ktoré získané údaje môžeme považovať za potvrdenie starších názorov, ktoré za nové (s. 81). Za doriešené nemožno považovať ani vylúčenie vplyvu zmeny chemického zloženia minerálu v rámci jeho paragenetického postavenia, a to zvlášť vtedy, keď sa tento minerál vyznačuje výraznou inhomogenitou spôsobenou izomorfným zastúpením As a Sb (s. 45).

Zborník tematicky i regionálne postráda práce z viacerých oblastí geologického výskumu, čo však bolo predurčené okruhom účastníkov seminára. Autori sa nezaoberali hlbšími informáciami z iných odborov geológie (izotopové zloženie, štúdium fluidných uzavrenín, prípadne experimentálne práce a pod.). Tomuto zámeru je podriadený aj sled a náplň referátov. Technické práce vykonané v súvislosti s výskytom zlata poskytli často veľké množstvo materiálu, pri spracovaní ktorého sa zvýšená pozornosť venovala topominerálnym vplyvom koexistujúcich minerálnych fáz, vzťahom k intenzite metamorfného prepracovania hornín, ako aj litotypom s anomálnou hustotou vzoriek pozitívnych na zlato. Zborník taktiež zhŕňa i analytické postupy, ktoré sa takmer vždy používajú na stanovenie koncentrácie Au.

Pozitívne hodnotíme postup pri sledovaní distribúcie Au v sekundárnych aureolách rozptylu. Autor (Pulec) konštatoval, že aj keď sa pri šlichovom výskume vychádzalo zo vzoriek hodnotených na zlatinky negatívne, pri analýzach ich „podsitových" frakcií sa v nejednom prípade dala vyčleniť ešte anomália či potvrdiť znosová oblasť. Takouto metódou sa i v stredoslovenských neovulkanitoch podarilo podstatne rozšíriť prognózne plochy Au-Ag formácie (Böhmer).

Reprezentačne upravený zborník, ukončený odporúčaniami zo seminára, poskytuje okrem najnovších informácií aj podnety a metodický návod na riešenie konkrétnych geochemických, mineralogických i metalogenetických problémov. Odporúčame ho do pozornosti všetkým, ktorí sa zaoberajú rôznymi aspektami metalogenézy, mineralógie a geochémie ZK vôbec.

Jozef Stankovič

Mineralia slov.
20 *(1988), 5, 417—434*

Geologická stavba stratovulkánu Strechový vrch v Slanských vrchoch

MICHAL KALIČIAK

Geologický ústav D. Štúra Bratislava, pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 01 Košice

Doručené 2. 7. 1987

Геологическое строение стратовулкана Стрехов в Сланских горах, Восточная Словакия

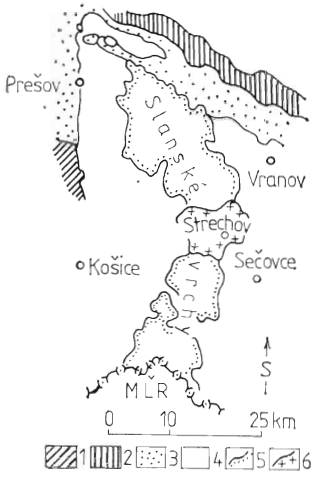
Андезитовый стратовулкан Стрехов в Сланских горах представляет довольно хорошо сохранённую вулканическую структуру на площади приблизительно 80 км². Стратовулкан образовался в нижнем сармате даже нижнем паноне в местах скрещивания продольных и поперечных нарушений. В его строении вычленены центральная, периферийная и переходная зоны, которые составлены прежде всего эффузивными фациями лавовые потоки) и эксплозивными фациями (вулканокласты) и даже экструзивными и интрузивными фациями. Петрографический состав пород в основном андезитовый, которые не основании химического состава принадлежат базальтовым андезитам даже дацитам. Стратовулкан представляет основную металлогенетическую единицу.

Geological structure of the Strechový vrch stratovolcano in the Slanské vrchy Mts., East Slovakia

The Strechový vrch stratovolcano in the Slanské vrchy Mts. represents a relatively well preserved volcanic structure stretching on the area of approximately 80 km². The stratovolcano was formed during the Lower Sarmatian — Lower Pannonian on the position of the intersection of longitudinal and transverse faults respectively. Central, transient and peripheral zones have been defined in its structure. These zones are formed predominantly by effusive facies (lava flows) and by explosive facies (volcanoclastics), but extrusive and intrusive facies are also present. The above facies are petrographically monotonous andesitic rocks belonging, according to their chemical composition, to basalt andesites to dacites. The stratovolcano represents the principal metallogenic unit.

V strednej časti Slanských vrchov severne od Dargovského priesmyku vystupuje morfologicky výrazný vulkanický masív s vrcholovou kótou Mošník (911 m). Masív predstavuje pomerne dobre zachovanú vulkanickú štruktúru andezitového stratovulkánu rozprestierajúceho sa na ploche približne 80 km² (obr. 1). Stratovulkán je pomenovaný podľa kóty Strechový vrch (780 m) a je synonymom vulkanického aparátu Strechov v zmysle Kaličiaka in Grecula et al. (1977). Tvorí

v podstate nepravidelnú kruhovú vulkanickú štruktúru členenú hlbokými eróznymi údoliami potokov s výrazne radiálnou orientáciou k centrálnej časti stratovulkánu.

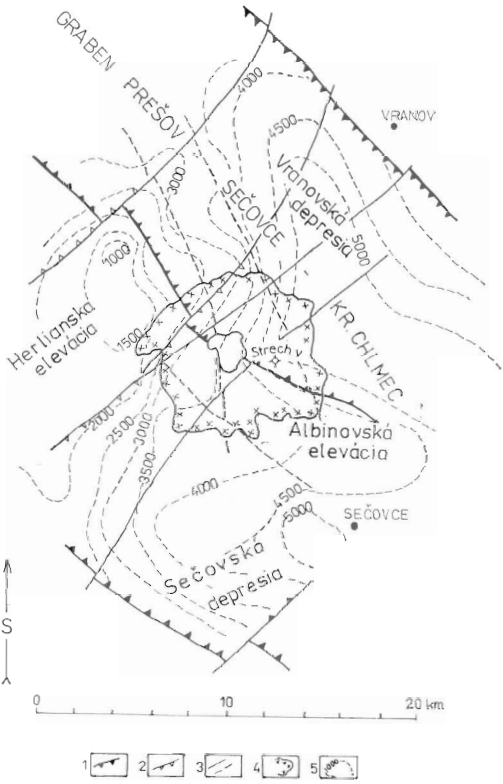


Obr. 1. Situačná mapa stratovulkánu Strechový vrch. 1 — predterciérne jednotky, 2 — bradlové pásmo, 3 — vnútrokarpatský paleogén, 4 — sedimenty neogénu, nečlenené, 5 — hranice vulkanitov Slanských vrchov, 6 — hranice stratovulkánu Strechový vrch.

Fig. 1. Situation map of the Strechový vrch stratovolcano. 1 — Pre-Cenozoic units, 2 — the Klippen Belt, 3 — the Central Carpathian Paleogene, 4 — Neogene sediments, undivided, 5 — boundaries of volcanites of the Slanské vrchy Mts., 6 — boundaries of the Strechový vrch stratovolcano.

Vznik a vývoj stratovulkánu

Stratovulkán Strechový vrch je súčasťou vulkanického areálu Slanských vrchov, tvorených radom väčších i menších andezitových stratovulkánov. Stratovulkány vznikli v priebehu hlavnej andezitovej vulkanickej činnosti v období sarmatu, ktoré bolo vyvrcholením revolučných zmien vo vývoji východoslovenskej neogénnej panvy. Tieto zmeny vo vývoji panvy boli podmienené intenzívnymi vertikálnymi pohybmi už od vrchného bádenu s kulmináciou v spodnom a strednom sarmate. Intenzívne vertikálne pohyby spôsobili rozpad oblasti na bloky so vznikom zložitého hrastovo-prepadlinového systému, ktorý reprezentuje pozdĺžna grabenová štruktúra SZ—JV smeru od Prešova po Kráľovský Chlmec. Grabeno-



Obr. 2. Štruktúrna schéma predterciérneho podložia v oblasti stratovulkánu Strechový vrch (podľa Pospíšila a Husáka, 1985). 1 — tektonické ohraničenie depresií, 2 — tektonické ohraničenie hrastov, 3 — zlomy, 4 — hranice andezitového stratovulkánu na povrchu, 5 — izohypsy predneogénneho podložia.

Fig. 2. Structural scheme of the Pre-Cenozoic basement in the area of the Strechový vrch stratovolcano (according to Pospíšil and Husák, 1985). 1 — tectonic boundary of depressions, 2 — tectonic boundary of horsts, 3 — faults, 4 — surface boundaries of the andesite stratovolcano, 5 — isohypses of the Pre-Neogene basement.

vá štruktúra je v priečnom smere segmentovaná na rad čiastkových elevácií a depresií (Pospíšil, Kaličiak, 1979).

Vznik eruptívnych centier vulkanizmu má úzky časový a priestorový vzťah s vývojom hrastovo-prepadlinových systémov.

Z analýzy morfoštruktúr podložia skúmanej oblasti vyplýva, že andezitový stratovulkán Strechový vrch vznikol v okrajovej zlomovej zóne pozdĺžnej grabenovej štruktúry, a to v miestach jej križovania s výraznými priečnymi zlomami (obr. 2).

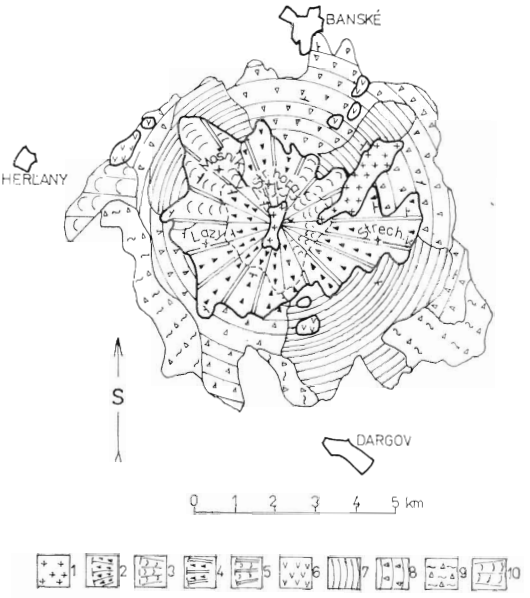
Pozíciu stratovulkánu v okrajovej časti grabenu na jeho svahu dokumentuje aj reliéf predterciérneho podložia z tejto oblasti. Paleogeografickou rekonštrukciou vývoja neogénnej panvy v tejto oblasti sme zistili, že vznik a vývoj stratovulkánu Strechový vrch prebiehal v okrajovej zóne sarmatského mora. Iniciálne štádium vzniku vulkanickej štruktúry v spodnom sarmate prebiehalo v subakválnom prostredí. Neskôr, po redukcii sarmatského sedimentačného bazénu, vulkanická činnosť prebiehala v terestrickom prostredí so vznikom rozsiahleho stratovulkanického plášťa a kužeľa. Podľa údajov rádiometrického výskumu vývoj stratovulkánu prebiehal vo vrchnej časti spodného sarmatu až v spodnom panóne v rozpätí 12,7 ± 0,4—10,7 ± 0,4 mil. rokov (Kaličiak, Repčok, 1987).

Stavba a štruktúry stratovulkánu

Geologická stavba stratovulkánu sa vyznačuje prítomnosťou predovšetkým explozívnych, ale hlavne efuzívnych vulkanických fácií. Významným stavebným prvkom v jeho stavbe je však extruzívny, ale hlavne intruzívny komplex (Kaličiak et al., 1986).

V rámci stavby stratovulkánu možno vyčleniť centrálnu, prechodnú a periférnu zónu (obr. 3).

Centrálna vulkanická zóna je situovaná v strednej časti stratovulkánu. Tvorí ju morfologicky výrazná kotlovitá depresia v uzávere doliny Bačkovského potoka na ploche približne 6 km^2, po obvode lemovaná takmer súvislým vencom reliktov vulkanického kužeľa.



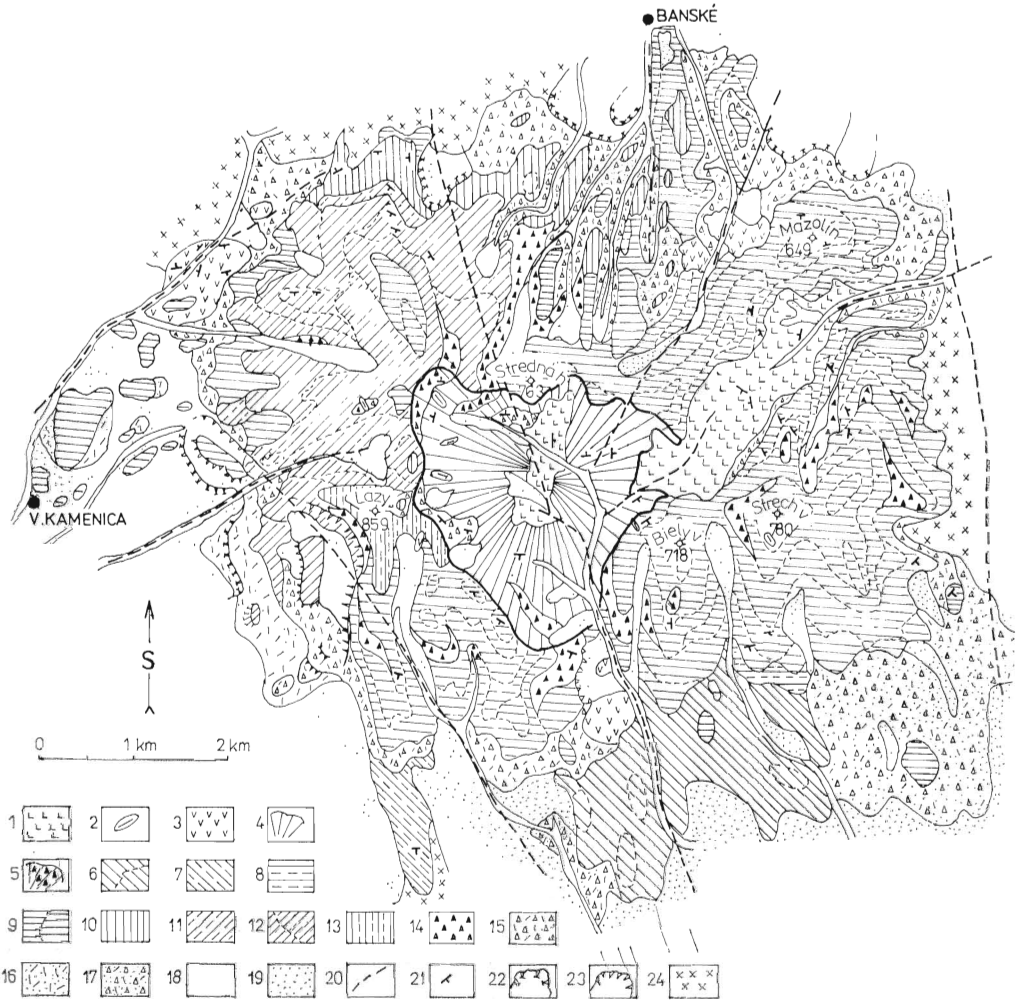
Obr. 3. Štruktúrno-vulkanická schéma stratovulkánu Strechový vrch. Centrálna vulkanická zóna: 1 — intruzívny komplex dioritových porfýrov; vulkanický kužeľ — vnútorná podzóna: 2 — stratovulkanický komplex, 3 — efuzívny komplex; vonkajšia podzóna: 4 — stratovulkanický komplex, 5 — efuzívny komplex. Prechodná vulkanická zóna: 6 — extruzívny komplex, 7 — efuzívny komplex, 8 — stratovulkanický komplex. Periférna vulkanická zóna: 9 — komplex redeponovaných pyroklastík a epiklastík, 10 — efuzívny komplex.

Fig. 3. Structural-volcanic scheme of the Strechový vrch stratovolcano. The central volcanic zone: 1 — intrusive complex of diorite porphyries; volcanic cone; the inner subzone: 2 — stratovolcanic complex, 3 — effusive complex; the outer subzone: 4 — stratovolcanic complex, 5 — effusive complex. The transient volcanic zone: 6 — extrusive complex, 7 — effusive complex, 8 — stratovolcanic complex. The peripheral zone: 9 — complex of redeposited pyroclastics and epiclastics, 10 — effusive complex.

V stavbe centrálnej vulkanickej zóny vyčleňujeme intruzívny komplex a vulkanický kužeľ.

Intruzívny komplex vystupuje na povrch v podobe dvoch priestorovo oddelených, ale i petrograficky odlíšených telies dioritových porfýrov. Povrchovým rozsahom menšie teleso dioritového porfýru vystupuje v centrálnej časti kotlovitej depresie J od kóty Stredná hora (obr. 4). Excentrické postavenie v stavbe stratovulkánu zaujíma intrúzia dioritového porfýru v jeho východnej časti. Intrúzia vystupuje na povrch v erozívnom údolí Cabovského potoka v rámci centrálnej až prechodnej zóny stratovulkánu. V stavbe stratovulkánovej štruktúry má intruzívny komplex subvulkanickú až intravulkanickú pozíciu a tvoria ho telesá ložného charakteru. Okrem toho v subvulkanickej úrovni sa v prostredí neogénnych sedimentov vrtom Str-1 zistili aj formy žilných dajkovitých porfýrov.

Vulkanický kužeľ je charakterizovaný stratovulkanickou stavbou so striedaním lávových prúdov a autochtónnych pyro-



klastík, ktoré sú periklinálne uložené smerom od centra.

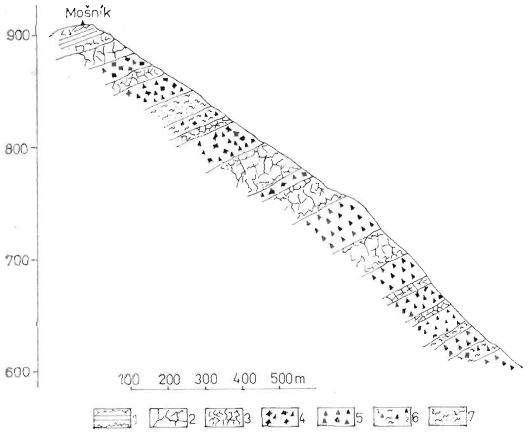
V stavbe kužeľa možno vyčleniť vnútornú podzónu — oblasť vnútorných svahov kotlovitej depresie a vonkajšiu podzónu — oblasť reliktov kužeľa po obvode kotlovitej depresie. Vnútorná podzóna kužeľa má výrazne asymetrický charakter stavby. Podstatnou zložkou sú pyroklastické uloženiny tvorené vulkanickými brekciami. Pyroklastiká sú často zvrstvené, pričom zvrstvenie je zvýraznené tenkými polohami lapilovo-pemzových tufov. Pyroklastiká sa tu striedajú väčšinou s tenkými zbrekciovatenými lávovými prúdmi. Typový profil vnútornou podzónou vulkanického kužeľa je na obr. 5. Východnú časť vnútornej podzóny kužeľa tvoria prevažne zbrekciovatené efúzie lávových prúdov s ojedinelými vložkami pyroklastík. Vonkajšia podzóna vulkanického kužeľa pozostáva prevažne z lávových prúdov andezitov. Lávové prúdy miestami nadobúdajú charakter efuzívnych komplexov tvorených opakovanými efúziami bez vložiek pyroklastického ma-

◀ Obr. 4. Geologická mapa stratovulkánu. 1 — intruzívny komplex dioritových porfýrov, 2 — dajky pyroxenických andezitov, 3 — extrúzie pyroxenických andezitov. Vulkanický kužeľ — vnútorná časť: 4 — intenzívne zbrekciovatené lávové prúdy pyroxenických andezitov s ojedinelými tenkými vložkami pyroklastík, 5 — tufy, aglomeráty, vulkanické brekcie s ojedinelými tenkými vložkami zbrekciovatených lávových prúdov. Vulkanický kužeľ — vonkajšia časť a stratovulkanický plášť: 6 — lávové prúdy amfibolicko-hyperstenických andezitov, 7 — lávové prúdy hyperstenického andezitu, 8 — lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-hyperstenických andezitov, 9 — lávové prúdy drobno- až strednoporfyrických dvojpyroxenických andezitov, 10 — lávové prúdy drobnoporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu, 11 — lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu s amfibolom, 12 — lávové prúdy kavernózneho hyperstenicko-augitického andezitu, 13 — lávové prúdy strednoporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu, 14 — autochtónne pyroklastiká — vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy, nečlenené, 15 — redeponované pyroklastiká, nečlenené, 16 — redeponované andezitové pemzové tufy, 17 — epiklastické vulkanické brekcie pyroxenických andezitov s polohami epiklastických pieskovcov, nečlenené, (1—17 — spodný sarmat — spodný panón), 18 — aluviálne náplavy potokov, 19 — sedimenty horského a podhorského kvartéru, nečlenené, 20 — zlomy, 21 — smer a sklon plôch odlučnosti, lavicovitosti, vrstvovitosti, 22 — plošné zosuvy, 23 — morfologicky výrazné blokové rozpadliny, 24 — nečlenený vulkanický komplex Slanských vrchov mimo stratovulkánu Strechový vrch.

Fig. 4. Gological map of the stratovolcano. 1 — intrusive complex of diorite porphyry, 2 — dykes of pyroxene andesites, 3 — extrusions of pyroxene andesites. Volcanic cone — the inner part: 4 — intensively brecciated lava flows of pyroxene andesites with rare thin intercalations of pyroclastics, 5 — tuffs, agglomerates, volcanic breccia with rare thin intercalations of lava flows. Volcanic cone — the outer part and the stratovolcanic mantle: 6 — lava flows of amphibole-hypersthene andesite, 7 — lava flows of hypersthene andesite, 8 — lava flows of biotite-amphibole-hypersthene andesites, 9 — lava flows of fine to medium porphyric two-pyroxene andesite, 10 — lava flows of fine porphyric hypersthene-augite andesite, 11 — lava flows of hypersthene-augite andesite with amphibole, 12 — lava flows of cavernous hypersthene-augite andesite, 13 — lava flows of medium porphyric hypersthene-augite andesite, 14 — autochthonous pyroclastics — volcanic breccias, agglomerates, tuffs, undivided, 15 — redeposited pyroclactics, undivided, 16 — redeposited andesite pumice tuffs, 17 — epiclastic volcanic breccias of pyroxene andesits with beds of epiclastic sandstones, undivided, (1—17 — Lower Sarmatian — Lower Pannonian), 18 — alluvium of brooks, 19 — sediments of montane and foothill Quaternary (undivided) 20 — faults, 21 — strike and dip of planes of divisions, heavy bedding and bedding, 22 — sheet slides, 23 — morphologically distinct block-disintegration, 24 — undivided volcanic complex of the Slanské vrchy Mts. except the Strechový vrch stratovolcano.

teriálu, napr. v SZ časti kužeľa. V ostatných častiach kužeľa medzi lávovými prúdmi vystupujú aj tenké vložky pyroklastík. V rámci stavby centrálnej vulkanickej zóny vystupujú tiež andezitové dajky, ktoré prerážajú staršiu stratovulkanickú stavbu kužeľa. Sú to smerovo orientované, v pozícii k centru radiálne telesá s dĺžkou 150—200 m a šírkou do 20 m.

Prechodná vulkanická zóna (stratovulkanický plášť) je prevažne z lávových prúdov, redeponovaných pyroklastík a andezitových epiklastík. Zastúpenie týchto fácií v stavbe stratovulkanického plášťa je nerovnomerné. Prevládajú lávové prúdy, ktoré tvoria relikty z výplní menších paleoúdolí na svahoch stratovulkánu s radiálnou orientáciou k jeho centru. Vulkanoklastiká zastúpené redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami vystupujú hlavne vo vonkajšej, okrajovej časti stratovulkanického plášťa. V jeho západnej časti sú to prevažne redeponované pyroklastiká a v severnej a severovýchodnej časti prevládajú fácie andezitových epiklastík. V rámci stavby prechodnej vulkanickej zóny vystupujú na povrch extruzívne andezitové telesá situované predovšetkým pozdĺž tektonických línií.



Obr. 5. Schematický litologický profil SZ časti vulkanického kužeľa — vnútorná podzóna. 1 — lávové prúdy doskovitého pyroxenického andezitu a ich brekcie, 2 — lávové prúdy s nepravidelnou blokovitou odlučnosťou, 3 — intenzívne zbrekciovatené tenké lávové prúdy, 4 — chaotické, málo triedené vulkanické brekcie až aglomeráty, 5 — aglomeratické andezitové brekcie, čiastočne zvrstvené, 6 — zvrstvené lapilové a pemzové tufy s ojedinelými fragmentmi andezitu, 7 — zvrstvené jemnozrnné tufy, pemzové tufy.

Fig. 5. Schematic lithological profile of the NW part of volcanic cone — the inner zone. 1 — lava flows of slab-like pyroxene andesite and its breccias, 2 — lava flows with irregular block disintegration, 3 — intensively brecciated thin lava flows, 4 — chaotic, little graded volcanic breccias to agglomerates, 5 — agglomeratic andesite breccias, partly bedded, 6 — bedded lapilli and pumice tuffs with rare fragments of andesite, 7 — bedded fine-grained tuffs, pumice tuffs.

Periférna vulkanická zóna (proluviálna rovina) je prakticky zachovaná len z JZ a Z časti stratovulkánu. V reliktoch tu vystupujú redeponované lapilové a pemzové tufy a drobnoúlomkovité fácie epiklastík. V severnej časti stratovulkánu sú fácie epiklastík a redeponovaných pyroklastík perifémej zóny súčasťou sedimentárnej výplne intravulkanickej panvičky pri obci Banské (Kaličiak, 1987). Okrem fácií vulkanoklastík v oblasti perifémej zóny ojedinele vystupujú aj relikty zbrekciovatených lávových prúdov. Predpokladáme, že časť vulkanických hornín prislúchajúcich k perifémej zóne stratovulkánu je hlavne v JZ a JV časti prekrytá mladšími sedimentmi vyššieho sarmatu, prípadne panónu.

Litologicko-petrografická charakteristika hornín

Intruzívny komplex

Tvoria ho dve priestorovo oddelené intrúzie dioritových porfýrov s odlišným petrografickým zložením. Intrúziu vystupujúcu na povrch v strednej časti centrál-

nej zóny tvorí kompaktný a celistvý dioritový porfýr. Hornina je miestami zbrekciovatená s prechodom do intruzívnych brekcií s drobným ostrohranným rozpadom. Má všesmerne zrnitú textúru.

Z petrografického hľadiska má dioritový porfýr porfyrickú štruktúru s holokryštalickým drobnozrnným vývojom základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, hyperstén a augit. Dioritový porfýr je postihnutý hydrotermálnymi premenami, z ktorých sa najintenzívnejšie prejavuje propylitizácia s charakteristickým zelenkastým sfarbením a impregnáciami pyritu. Výrastlice sú postihnuté karbonatizáciou a chloritizáciou. Okrem toho bola zistená biotitizácia a aktinolitizácia (Kaličiaková, 1987). V dôsledku hypergénnych procesov je na povrchu hornina miestami limonitizovaná a argilitizovaná, s intenzívnym vybielením a kašovitým rozpadom. V subvulkanickej úrovni v prostredí neogénnych sedimentov zistil vrt Str-1 žilné dajkovité telesá dioritových porfýrov. Majú zhodné petrografické zloženie (porfyrické výrastlice plagioklasu, hypersténu a augitu), odlišujú sa však štruktúrou základnej hmoty, ktorá má vyšší stupeň kryštalizácie a výrazne zrnitý vývoj. Odlišný charakter má intrúzia vystupujúca na povrch v SV časti stratovulkánu. Tvorí ju dioritový porfýr tmavosivej až zelenosivej farby s masívnou a celistvou všesmerne zrnitou textúrou. Má blokový ostrohranný polygonálny rozpad s prechodmi do intruzívnych brekcií. Intrúzia dioritového porfýru je postihnutá hydrotermálnymi premenami a najintenzívnejšia je propylitizácia, miestami s impregnáciou pyritu. Najintenzívnejšie sú premenené intruzívne brekcie.

Hornina má porfyrickú štruktúru s holokryštalickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, amfibol, hyperstén, augit, biotit a ojedinele kremeň. Základná hmota je hypidiomorfne až panalotriomorfne zrnitá (Kaličiak, Žec, 1987). Rádiometrický vek 12,3 ± 0,5 mil. rokov radí túto intruzívnu aktivitu do stredného sarmatu (Kaličiak, Repčok, 1987).

K intruzívnemu komplexu radíme aj andezitové dajky vystupujúce na povrch predovšetkým v oblasti vulkanického kuželeľa. Andezitové dajky majú radiálny charakter a prerážajú staršiu stratovulkanickú stavbu (obr. 4). Prienik týchto andezitových dajok možno časove zaradiť k najmladším produktom vulkanizmu v rámci vývoja stratovulkánu. Rádiometrický vek andezitov z dajky J od kóty Mošník je 10,7 ± 0,4 mil. rokov, čo radí túto vulkanickú aktivitu do najvrchnejšieho sarmatu až spodného panónu (Kaličiak, Repčok, 1987). Dajky tvoria morfologicky výrazné, v jednom smere orientované andezitové telesá s dĺžkou 150—200 m a často s výraznou vertikálnou odlučnosťou. Sú prevažne zo sivého celistvého drobno- až strednoporfyrického andezitu. Andezit má porfyrickú štruktúru s variabilnou základnou hmotou od hyalopilitickej po pilotaxitickú až trachytickú. Výrastlice tvorí plagioklas, hyperstén, augit a zriedkavejšie amfibol.

Extruzívny komplex

Vývoj stratovulkánu sprevádzala aj extruzívna aktivita s prienikom andezitových extrúzií. Na povrch vystupujú v západnej časti stratovulkánu v údolí Kamenického potoka, ďalej v jeho severnej časti v údolí Dlhého potoka a v južnej časti v údolí Bačkovského potoka (obr. 4). Najväčšie extruzívne teleso vystupuje na povrch v údolí Kamenického potoka a predstavuje kupolovitú formu pretiahnutú v smere SV—JZ. Extrúziu tvorí strednoporfyrický andezit nepravidelného ostrohranného rozpadu. V okrajových častiach telesa pozorovať fluidálne textúry

s doskovitou vertikálnou odlučnosťou. Andezit má porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu a hypersténu. Základná hmota je pilotaxitická až trachytická. Analogické petrografické zloženie majú aj extruzívne telesá v údolí Dlhého potoka. Odlišné petrografické zloženie majú extrúzie z údolia Bačkovského potoka. Tvorené sú augiticko-hyperstenickým andezitom.

Efuzívny komplex

Tvorený je lávovými prúdmi, ktoré predstavujú výraznú zložku v stavbe stratovulkánu. Lávové prúdy sú súčasťou stavby centrálnej vulkanickej zóny (vulkanický kužeľ), prechodnej vulkanickej zóny (stratovulkanický plášť) a v podobe reliktov sa vyskytujú aj v periférnej vulkanickej zóne. V podstate predstavujú jazykovité, v jednom smere orientované telesá, ktorých hrúbka narastá smerom k periférii stratovulkánu.

Relikty lávových prúdov na povrchu indikujú výplne erozívnych paleoúdolí, ktoré na svahoch stratovulkánu vznikali v priebehu jeho vývoja. Efuzívna aktivita nasledovala po určitých, aj keď časovo krátkych intervaloch vulkanického kľudu, v ktorých sa na povrchu staršej vulkanickej stavby vytvárali erozívne údolia. Podľa údajov rádiometrických vekov efuzívna aktivita v rámci vývoja stratovulkánu pulzovala v rozpätí 12,7 ± 0,4—10,8 ± 0,3 mil. rokov (Kaličiak, Repčok, 1987).

Lávové prúdy v oblasti centrálnej vulkanickej zóny, hlavne v jej vnútornej podzóne, sú tenké, zbrekciovatené, často rozrušené intenzívnou explozívnou činnosťou.

V prechodnej vulkanickej zóne a smerom k periférii stratovulkánu sú prúdy kompaktnejšie, hrubšie i plošne rozsiahlejšie. V okrajových častiach sú zbrekciovatené. Brekciácia prúdov sa však smerom od centra postupne stráca, a to v dôsledku výrazných strát plynovej fázy, a prúdy nadobúdajú charakter masívnych telies s blokovitou alebo lavicovito-doskovitou odlučnosťou.

V rámci efuzívneho komplexu možno v stavbe stratovulkánu vyčleniť niekoľko petrografických typov andezitov.

V bazálnej časti stratovulkánovej stavby v jeho južnej časti vystupujú na povrch lávové prúdy amfibolicko-hyperstenických andezitov. Sú zo strednoporfyrického andezitu sivofialovej farby a väčšinou majú nepravidelný blokovitý rozpad. Andezit má porfyrickú štruktúru s mikrolitickou až kryptokryštalickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{42-54}) do 20 %, hyperstén 5 %, amfibol 3 %.

V južnej časti stratovulkánu na sever od Dargovského priesmyku vystupujú lávové prúdy drobnoporfyrického sivofialového hyperstenického andezitu. Andezit má typickú tenkodoskovitú odlučnosť. Štruktúra andezitu je porfyrická s pilotaxitickou až trachytickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas veľkosti do 1 mm a hyperstén do 0,5 mm.

V nadloží amfibolicko-hyperstenických andezitov v južnej časti stratovulkánu vystupujú relikty prúdov biotiticko-amfibolicko-hyperstenických andezitov. Lávové prúdy tvorí strednoporfyrický andezit sivej farby s nepravidelným blokovitým až hrubolavicovitým rozpadom. Andezit má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{38-42}) 32 %, biotit 2,6 %, amfibol 4,6 %, hyperstén 5 %. Najrozšírenejším petrografickým typom v rámci efuzívneho komplexu sú lávové prúdy drobno- až strednoporfyrických dvojpyroxenických andezitov, ktoré tvoria podstatnú časť vulkanického kužeľa a stratovulkanického plášťa. Ich maximálne rozšíre-

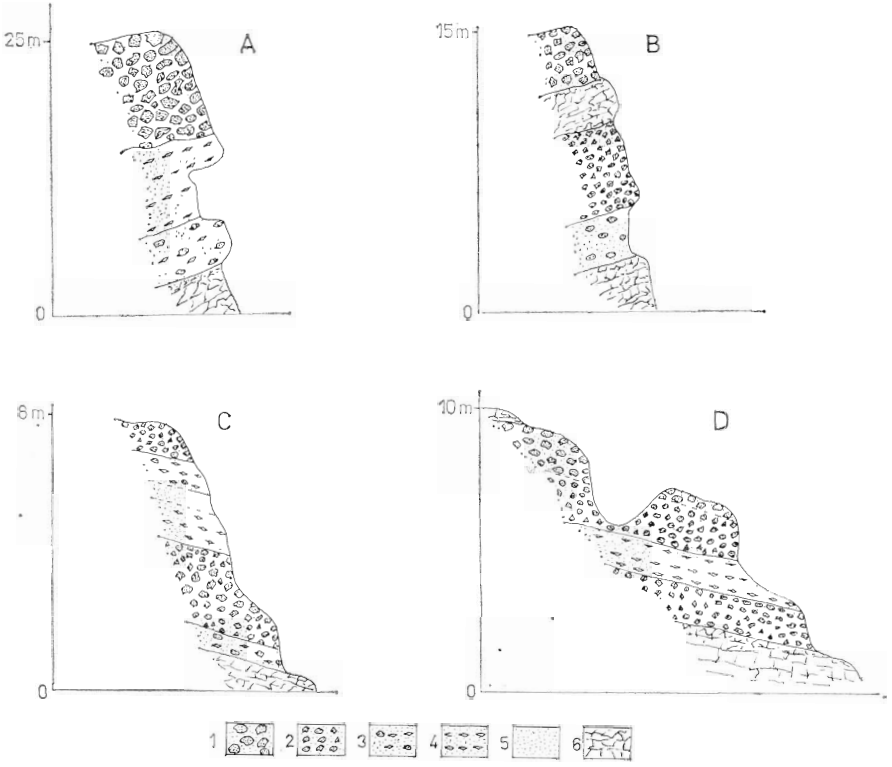
nie na povrchu je vo východnej časti stratovulkánu. Prúdy sú tu často produktom opakovaných efúzií monotónneho charakteru bez vložiek pyroklastík. Na svahoch stratovulkánu sú jednotlivé prúdy oddelené vložkami lávových brekcií. Andezit má vcelku veľmi monotónny charakter, nepravidelný blokovitý ostrohranný rozpad, miestami však aj výraznú doskovito-lavicovitú odlučnosť. Z petrografického hľadiska má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou, trachytickou až pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{30-50}) do 30 %, hyperstén 5—7 %, augit 5 % a akcesorický amfibol. V severnej časti stratovulkánu vystupujú lávové prúdy drobnoporfyrického hyperstenicko-augitického andezitu. Andezit je sivý, svetlosivý, husto-drobnoporfyrický. Má nepravidelnú blokovitú odlučnosť s prechodmi do lavicovito-doskovitej odlučnosti. Štruktúra andezitu je porfyrická s hyalopilitickou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas 25 %, augit 5 %, hyperstén 3 %. V nadloží lávových prúdov tohto andezitu vystupujú relikty prúdov strednoporfyrického sivého andezitu. Andezit má hrubolavicovitý až blokovitý rozpad. Z petrografického hľadiska ide o hyperstenicko-augitický andezit s amfibolom s porfyrickou štruktúrou a hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{32-46}) 25 %, augit 5 %, hyperstén 2—3 % a akcesorický amfibol. Zvláštnou fáciou efuzívneho komplexu sú lávové prúdy strednoporfyrického kavernózneho hyperstenicko-augitického andezitu vystupujúce v SZ časti stratovulkánu. Andezit má veľmi nepravidelný blokovitý až veľkoblokovitý rozpad a len zriedkavo hrubolavicovitú odlučnosť. Jeho charakteristickým znakom je výrazná pórovitosť a kavernóznosť. Kaverny miestami dosahujú veľkosť 2—5 cm a sú pretiahnuté v smere fluidality. Štruktúra andezitu je porfyrická, s pilotaxitickou až hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-46}) 15—20 %, augit 5 %, hyperstén 3 %. Najmladším efuzívnym členom v stratovulkanickej stavbe sú relikty vrcholových lávových prúdov v okolí kóty Lazy v západnej časti stratovulkánu. Prúdy tvorí strednoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit s nepravidelným blokovitým rozpadom.

Andezit má porfyrickú štruktúru s hyalopilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-44}) do 25 %, hyperstén 5 %, augit 10 % a akcesorický amfibol. Rádiometrický vek andezitu je 10,8 ± 0,3 mil. rokov.

Komplex vulkanoklastík

Významnou a neoddeliteľnou zložkou v stavbe stratovulkánu je komplex vulkanoklastík tvorený autochtónnymi pyroklastikami, redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami. Vulkanoklastiká vystupujú v rámci centrálnej, prechodnej až perifernej vulkanickej zóny.

Autochtónne pyroklastiká sú súčasťou stavby centrálnej vulkanickej zóny, a to vnútornej a vonkajšej podzóny vulkanického kužeľa. Pyroklastiká sú zastúpené vulkanickými brekciami, aglomeratickými brekciami a tufmi. Vulkanické brekcie vystupujú hlavne vo vnútornej podzóne vulkanického kužeľa a tvoria ich prevažne explozívne fragmenty andezitov, ktoré dosahujú veľkosť i viac ako 40 cm. Časť týchto fragmentov má charakter vulkanických bômb so sférickým a subsférickým obmedzením. V brekciách sú tiež časté fragmenty až bloky angulárne obmedzeného andezitu, ktoré pochádzajú zo staršej stavby a explóziou boli vyvrhnuté na povrch už v pevnom stave. Fragmenty andezitu sú väčšinou chaoticky usporiadané, často tu však pozorovať znaky triedenia materiálu s prechodmi do aglomeratických brekcií až tufov (obr. 6 A, B). Matrix



Obr. 6. Litologický charakter autochtónnych pyroklastík: A, B — vnútorná podzóna vulkanického kužeľa (Z od Strednej hory), C, D — vonkajšia podzóna vulkanického kužeľa (SV od kóty Strechový vrch). 1 — chaotické vulkanické brekcie až aglomeráty, 2 — aglomeratické brekcie, čiastočne zvrstvené a triedené, 3 — zvrstvené lapilové a pemzové tufy s fragmentmi, 4 — zvrstvené pemzové tufy, 5 — jemnozrnné popolovité tufy, 6 — lávové prúdy pyroxenických andezitov, zbrekciovatené.

Fig. 6. Lithological character of autochthonous pyroclastics: A, B — the inner subzone of the volcanic cone (west of Stredná hora Mt.), C, D — the outer subzone of the volcanic cone (northwest of the Strechový vrch Mt.). 1 — chaotic volcanic breccias to agglomerates, 2 — agglomeratic breccias, partly bedded and graded, 3 — bedded lapilli and pumice tuffs with fragments of andesites, 4 — bedded pumice tuffs, 5 — fine-grained ash tuffs, 6 — lava flows of pyroxene andesites, brecciated.

v brekciách je tufový, struskovo-lapilový, veľmi často s pemzou a má znaky spekania. Aglomerátové brekcie vystupujú predovšetkým vo vonkajšej podzóne vulkanického kužeľa. Tvorené sú explozívnymi fragmentmi pórovitého až struskového andezitu s premennou veľkosťou do 20 cm. Matrix je jemnozrnný, popolovitý, s častou pemzou. Brekcie sú väčšinou spekané, aglutinované. Najmenej rozšírené pyroklastiká vo vulkanickom kuželi sú tufy. Tufy sú lapilové, pemzové, ale i jemnozrnné, popolovité a v pyroklastikách tvoria tenké vložky, ktoré zvýrazňujú vrstovitosť a triedenie materiálu (obr. 6 C, D). Úlomkovitý materiál pyroklastík petrograficky zodpovedá asociujúcim lávovým prúdom pyroxenických andezitov.

Redeponované pyroklastiká sú charakteristické pre prechodnú a perifernú vulkanickú zónu. Tvoria výraznejšie akumulácie v oblasti vonkajšej časti prechodnej zóny predovšetkým v západnej a severnej časti stratovulkánu. Tvoria ich rôzne zrnitostné fácie, ktoré sa nepravidelne striedajú. Ich charakteristickým znakom je opracovanosť klastického materiálu a piesčito-tufový matrix so zvýšeným podielom pemzy. V klastickom materiáli redeponovaných pyroklastík sa nachádzajú fragmenty andezitu do 20 cm, ojedinele sú prítomné aj väčšie fragmenty a bloky. Medzi fragmentmi je častý andezit s pórovitou až struskovitou textúrou typu vulkanických bômb. Drobnoúlomkovité redeponované pyroklastiká až tufy sú charakteristické prevažne pre perifernú vulkanickú zónu. Tufy netvoria hrubé polohy a často pozvoľne prechádzajú do fácií epiklastík.

Epiklastiká predstavujú uloženiny prechodnej, ale hlavne perifernej zóny stratovulkánu s maximálnym rozšírením v jeho severnej a JV časti. Tvoria ich rôzne zrnitostné fácie od hruboúlomkovitých epiklastických andezitových brekcií až po epiklastické pieskovce.

Brekcie pozostávajú z angulárnych až subangulárnych fragmentov celistvých a pórovitých andezitov s veľkosťou do 50 i viac cm. Vyznačujú sa variabilným zastúpením fragmentov andezitu a hrubopiesčitým, netriedeným matrixom. Brekcie sú často hrubo zvrstvené, s tenkými vložkami (10—20 cm) epiklastických pieskovcov. Fragmenty andezitov v brekciách petrograficky zodpovedajú typom andezitov lávových prúdov. Hrubé epiklastické brekcie smerom k perifernej zóne stratovulkánu postupne prechádzajú do stredno- až drobnoúlomkovitých brekcií tvorených suboválnymi fragmentmi rôznych petrografických typov andezitov. Často sú zvrstvené. Matrix je zrnitý, piesčitý, detritický, s častou pemzou a úlomkami neovulkanických hornín. V perifernej zóne stratovulkánu, hlavne v jeho JV časti, vystupujú aj hrubšie polohy epiklastických pieskovcov, v ktorých sú často ojedinelé opracované fragmenty andezitu až do veľkosti 0,5 m.

Chemizmus vulkanitov

Z hľadiska petrografického zloženia majú horniny andezitového stratovulkánu jednoduchý a monotónny charakter. Podstatnú časť jeho stavby zaberajú monotónne dvojpyroxenické andezity s variabilným zastúpením hypersténu a augitu a odlišujúce sa tiež makro- i mikroskopickými znakmi. Z tohto rámca sa vynímajú extruzívne telesá a lávové prúdy hyperstenických, amfibolicko-hyperstenických a biotiticko-amfibolicko-hyperstenických andezitov, ktoré vystupujú v perifernej južnej časti stratovulkánu.

Petrografický charakter andezitov sa odráža v ich chemickom zložení, ktoré je uvedené v tab. 1. Rozdiely v chemickom zložení skúmaných hornín, ako aj ich príslušnosť k jednotlivým typom hornín znázorňuje TAS diagram (obr. 7) podľa Le Maitreho (1982). Prevažná časť projekčných bodov skúmaných hornín je v tomto diagrame zastúpená na rozhraní poľa bazaltického andezitu a andezitu. Sú to všetky variety dvojpyroxenických hyperstenicko-augitických andezitov, ktoré tvoria vlastný vulkanický kužeľ a plášť stratovulkánu. Podobný chemizmus majú aj intrúzie dioritových porfýrov zo strednej časti centrálnej vulkanickej zóny (vrt Str-1).

Druhú skupinu hornín tvorí petrograficky odlišný andezit z južnej časti stratovulkánu a extruzívne telesá. Podobné chemické zloženie má aj intrúzia dioritového porfýru z oblasti stratovulkanického plášťa (Cabovský potok). Projekčné body

TAB. 1

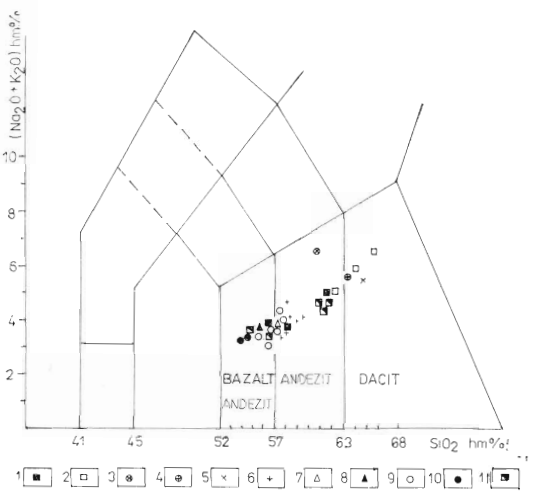
Chemické zloženie vulkanitov
Chemical composition of volcanites

	Str-1 105,0	Str-1 1173,0	S-10 65,8	Ba 146	Ba 162	Ba 1726	Ba 151	Ba 55	Ba 1754	Ba 133	Ba 224	Ba 271	Ba 265	Ba 316	Ba 326
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	57,60	56,20	61,55	62,03	63,98	65,72	60,87	63,48	64,70	58,40	59,58	58,99	58,57	57,68	58,01
TiO_2	0,87	0,56	0,83	0,71	0,73	0,51	0,728	0,850	0,82	0,841	0,750	0,74	0,85	0,692	0,853
Al_2O_3	17,18	16,38	16,41	16,76	17,58	16,44	17,95	16,57	18,41	17,20	17,65	16,40	17,59	15,90	19,02
Fe_2O_3	1,76	3,06	5,82	6,29	4,97	1,79	6,05	6,19	1,43	7,42	7,34	2,27	3,31	7,26	6,62
FeO	4,86	4,67	3,14	—	—	1,84	—	—	1,72	—	—	4,31	3,75	—	—
MnO	0,090	0,111	0,10	0,14	0,118	0,05	0,078	0,119	0,051	0,132	0,121	0,114	0,115	0,138	0,111
CaO	4,03	10,04	4,99	5,61	4,82	5,05	6,33	5,06	4,55	6,93	6,32	7,29	7,02	8,43	5,51
MgO	3,55	4,62	2,48	0,90	0,83	0,91	2,33	1,22	0,80	3,20	3,27	4,84	3,44	5,60	3,58
Na_2O	1,79	2,24	2,77	3,31	3,44	3,68	3,10	3,23	3,00	2,93	2,66	2,42	2,48	1,95	2,35
K_2O	1,65	0,90	2,44	1,94	2,44	2,80	1,70	2,40	2,30	1,68	1,55	1,62	1,58	1,53	1,24
P_2O_5	1,13	0,12	0,18	0,21	0,22	0,16	0,18	0,25	0,14	0,21	0,21	0,14	0,14	0,17	0,23
SO_3	st.	0,02	st.	0,10	0,07	0,02	0,06	0,04	0,02	0,10	0,03	0,02	0,09	0,04	0,04
H_2O+	0,01	—	0,79	0,96	0,91	—	1,15	0,84	—	1,13	0,76	—	—	0,54	1,46
H_2O-	3,42	0,05	3,11	0,57	0,33	0,50	0,31	0,20	1,20	0,20	0,55	0,04	0,18	1,02	0,61
str. ž.	6,41	0,37	0,91	1,89	—	0,72	0,52	0,35	1,85	0,29	—	0,21	0,50	—	—
	103,43	99,34	105,52	101,42	101,50	100,19	101,36	100,88	100,99	100,66	100,79	99,44	99,61	100,95	99,63

Pokračovanie tab. 1

	Ba 292	Ba 846	Ba 80	Ba 300	Ba 342	Ba 680	Ba 705	Ba 847	Ba 42	Ba 608	Ba 190	Ba 195	Ba 218	Ba 40	Ba 496
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO_2	57,13	55,80	56,38	57,48	55,65	57,35	57,28	57,16	54,08	54,82	61,84	61,42	61,24	56,58	54,78
TiO_2	0,902	0,99	0,93	0,828	0,954	0,96	0,95	0,92	1,018	1,050	0,810	0,839	0,860	0,857	1,08
Al_2O_3	19,08	19,12	17,41	16,91	18,49	19,71	16,63	16,28	16,69	16,45	16,89	17,00	16,95	18,16	17,73
Fe_2O_3	7,50	3,66	2,67	8,33	7,43	3,40	2,22	2,93	9,97	2,77	6,85	6,72	7,00	7,89	2,17
FeO	—	3,41	5,01	—	—	3,13	5,51	5,01	—	6,13	—	—	—	—	6,06
MnO	0,139	0,09	0,101	0,140	0,134	0,082	0,121	0,129	0,169	0,164	0,114	0,118	0,129	0,152	0,134
CaO	8,51	8,40	7,82	7,70	7,49	6,64	7,96	7,68	8,81	8,28	5,39	5,35	5,85	8,16	7,96
MgO	2,72	3,07	5,42	4,63	4,79	1,82	4,91	5,11	5,78	5,73	2,74	2,96	2,90	3,95	5,01
Na_2O	2,55	2,80	2,16	2,25	2,26	3,04	2,10	2,26	2,36	2,40	2,73	2,66	2,66	2,17	2,50
K_2O	1,33	1,12	0,84	1,23	0,97	1,40	1,12	1,22	0,87	0,94	2,11	2,18	2,11	1,19	0,96
P_2O_5	0,21	0,18	0,14	0,20	0,21	0,20	0,16	0,17	0,22	0,18	0,23	0,23	0,21	0,22	0,17
SO_3	st.	0,03	0,02	st.	0,05	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02	0,10	0,04	0,10	st.	0,03
H_2O+	0,40	0,77	0,46	0,61	0,96	—	0,42	0,42	0,08	—	0,52	0,80	0,71	1,02	0,70
H_2O-	0,41	0,20	0,62	0,50	1,15	1,33	0,01	0,40	0,22	0,13	0,23	0,29	0,19	0,12	0,15
str. ž.	—	0,85	0,52	—	—	1,50	0,48	0,47	0,12	0,38	—	—	—	0,63	0,73
	100,88	100,49	100,41	100,81	100,53	100,58	100,89	100,18	100,45	99,44	100,55	100,59	100,90	101,09	100,16

1—3 — intruzívny komplex, 4—6 — extruzívny komplex, 7 — amfibolicko-hyperstenický andezit, 8 — hyperstenický andezit, 9 — biotiticko-amfibolicko-hyperstenický andezit, 10—15 — drobno- až strednoporfyrický dvojpyroxenický andezit, 16 — drobnoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit, 17 — hyperstenicko-augitický andezit s amfibolom, 18—23 — kavernózny hyperstenicko-augitický andezit, 24—25 — strednoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit, 26—30 — andezitové dajky.



Obr. 7. TAS diagram chemickej klasifikácie (Le Maitre, 1982). 1 — intruzívny komplex dioritových porfýrov, 2 — extruzívny komplex, lávové prúdy, 3 — amfibolicko-hyperstenický andezit, 4 — hyperstenický andezit, 5 — biotiticko-amfibolicko-hyperstenický andezit, 6 — drobno- až strednoporfyrický dvojpyroxenický andezit, 7 — drobnoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit, 8 — hyperstenicko-augitický andezit s amfibolom, 9 — kavernózny hyperstenicko-augitický andezit, 10 — strednoporfyrický hyperstenicko-augitický andezit, 11 — andezitové dajky.

Fig. 7. TAS diagram of chemical classification (Le Maitre, 1982). 1 — intrusive complex of diorite porphyries, 2 — extrusive complex, lava flows, 3 — amphibole-hypersthene andesite, 4 — hypersthene andesite, 5 — biotite-amphibole-hypersthene andesite, 6 — fine to medium porphyric two-pyroxene andesite, 7 — fine porphyric hypersthene-augite andesite, 8 — hypersthene-augite andesite with amphibole, 9 — cavernous hypersthene-augite andesite, 10 — medium porphyric hypersthene-augite andesite, 11 — andesite dykes.

týchto hornín sú v diagrame zoskupené na rozhraní poľa andezitov a dacitov.

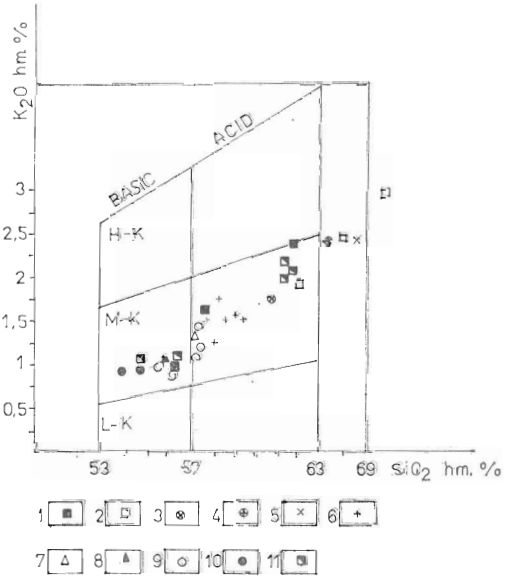
Rozdielne postavenie v diagrame zaujímajú telesá andezitových dajok. Dajky vystupujúce na povrch v západnej časti stratovulkánu v okolí kóty Lazy spadajú do poľa bazaltických andezitov a dajky z oblasti Strechového vrchu vo východnej časti stratovulkánu spadajú do poľa acidnejších andezitov.

Variačný diagram K_2O/SiO_2 (obr. 8) podľa Gilla (1981) dokumentuje alkalinitu skúmaných hornín. Projekčné body skúmaných hornín sú zoskupené v poli andezitov so stredným obsahom draslíka.

Poznámky k nerastným surovinám

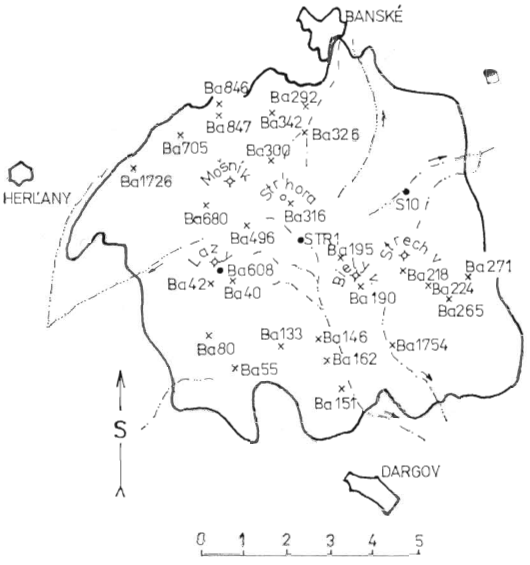
Andezitový stratovulkán Strechový vrch predstavuje komplexnú vulkanickú štruktúru, ktorú v rámci rudného rajónu Slanských vrchov možno považovať za základnú metalogenetickú jednotku.

V stavbe stratovulkánu sme vyčlenili centrálnu vulkanickú zónu, ktorá je charakterizovaná prítomnosťou intruzívneho komplexu a hydrotermálne premenených hornín. Intruzívny komplex vystupujúci v podobe dvoch priestorovo oddelených telies dioritových porfýrov (obr. 3, 4) je tu indikovaný významnou tiažovou kladnou anomáliou a hydrotermálne premenené



Obr. 8. Klasifikačný diagram K_2O/SiO_2 (Gill, 1981). Vysvetlivky ako pri obr. 7.

Fig. 8. K_2O/SiO_2 classification diagram (Gill, 1981). Explanations are in Fig. 7.



Obr. 9. Mapa odberu vzoriek. (Symboly a čísla vzoriek sú uvedené v tab. 1.)

Fig. 9. Map of sample taking. (Symbols and numbers of samples are given in Tab. 1.)

horniny úplnou stratou magnetizácie (Bujňáková et al., 1979). O existencii hydrotermálne premenených hornín svedčia aj anomálie VP (max. 12 %) a relatívne znížené merné odpory hornín (Pospišil, Tkáč, 1980).

Z hľadiska možného výskytu sulfidickej mineralizácie bola táto časť centrálnej vulkanickej zóny vytypovaná ako najperspektívnejšia. Na jej overenie bol v centre hlavnej tiažovej anomálie s nízkou magnetizáciou hornín a anomáliou VP (10 až 12 %) lokalizovaný vrt STR-1 (1200 m). Zistil veľmi nepravidelnú a rozptýlenú polymetalickú mineralizáciu viazanú na intruzívny komplex dioritových porfýrov, ale aj na okolité horninové komplexy. Celkovú metalogenetickú charakteristiku centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu na základe výsledkov vrtu STR-1 podal Kaličiak et al. (1981). Podľa Ďuďu (1982) je hlavným a prevládajúcim rudným minerálom sfalerit. Ďalej je prítomný galenit, chalkopyrit, pyrotín, markazit, pyrit, arzenopyrit. Autor vyčlenil polymetalickú a markazitovú formáciu. V rámci polymetalickej formácie vyčlenil tieto minerálne asociácie:

1. pyrit, galenit, sfalerit s akcesorickým chalkopyritom a pyrotínom; 2. pyrit, pyrotín (± chalkopyrit) s akcesorickým arzenopyritom; 3. karbonát, polymetály (sfalerit, galenit, chalkopyrit) s akcesorickým pyritom, pyrotínom, markazitom, arzenopyritom, kremeňom a kaolinitom; 4. karbonát s akcesorickým kremeňom, arzenopyritom a ílovými minerálmi; 5. kalcit, epidot s akcesorickým pyritom a chalkopyritom.

Na základe analógie s pomermi v zlatobanskom stratovulkáne Tözsér in Burian et al. (1985) predpokladá postrednosarmatský vek mineralizácie a jej spätosť s hydrotermálnymi procesmi prebiehajúcimi v záverečných fázach 3. etapy intermediárneho vulkanizmu v Slanských vrchoch.

Vychádzajúc z celkovej analýzy stavby centrálnej vulkanickej zóny, rozsahu intruzívneho komplexu na povrch a z výsledkov vrtu STR-1 vyplýva, že intruzívny komplex tu tvoria predovšetkým ložné formy telies s menším zastúpením vertikálnych foriem intruzívnych telies. Komplex je situovaný v subvulkanickej a intravulkanickej úrovni. V jeho zložení chýbajú výraznejšie petrograficky diferencované členy a výraznejšie vertikálne formy telies — dajky, pne, prieniky. A práve prítomnosť takýchto telies zohráva významnú úlohu pri cirkulácii hydroteriem. Tento faktor svedčí o absencii výraznejších akumulácií sulfidov. Zdá sa, že negatívny vplyv na cirkuláciu hydroteriem tu zohral aj litologický charakter podložia tvoreného slabo priepustnými a slabo tektonicky porušenými neogénnymi pelitickými sedimentmi.

Z hľadiska výskytu väčších ložiskových

akumulácií sulfidov sa javí táto oblasť málo perspektívna. Stupeň poznania tejto problematiky je však nízky, a preto je aj naďalej potrebné venovať zvýšenú pozornosť hlavne detailnej štruktúrnej analýze územia a otázkam charakteru a rozsahu hydrotermálnych premien, ako aj špeciálnym petrologicko-mineralogickým otázkam.

Literatúra

Bujňáková, M., Filo, M., Pospíšil, L. 1979: Slanské vrchy — geofyzikálny prieskum — I. etapa. *Manuskript — Geofond Bratislava, 52 s.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J., Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Miner. slov. — Monogr., Bratislava, Alfa, 269 s.*

Ďuďa, R. 1982: Predbežná správa o mineralógii vulkanických aparátov Makovica, Strechov, Bogota a masívu Veľkého Miliča. *Manuskript — GP Spišská Nová Ves, 10 s.*

Gill, J. 1981: Orogenetic andesites and Plate tectonics. *Berlín, Heidelberg, New York.*

Grecula, P., Kaličiak, M., Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Miner. slov., 9, 419—448.*

Kaličiak, M., Ďuďa, R., Kaličiaková, E., Tözsér, J. 1981: Náčrt metalogenézy Slanských vrchov. *In: Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Košice, 85—92.*

Kaličiak, M. et al. 1986: Vysvetlivky k listu 38-132 (Sečovce-2). *Manuskript — Geofond Bratislava, 113 s.*

Kaličiak, M., Repčok, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov severnej časti Slanských vrchov. *Miner. slov., 19, 401—515.*

Kaličiak, M. 1987: Intravulkanická panvička pri obci Banské v Slanských vrchoch. *Geol. Práce, Spr. (v tlači).*

Kaličiak, M., Žec, B. 1987: Intruzívny komplex vo východnej časti stratovulkánu Strechový vrch (Slanské vrchy) a jeho prognózny význam. *Geol. Práce, Spr. (v tlači).*

Kaličiaková, E. 1987: Petrografia intruzívneho komplexu v stratovulkáne Strechov. *Manuskript — archív GP Košice, 8 s.*

Le Maitre, R. W. 1982: Numerical Petrology Statistical interpretation of geochemimical data. *Amsterdam, Elsevier, 281 p.*

Pospíšil, L., Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Miner. slov., 11, 115—125.*

Pospíšil, L., Tkáč, J .1980: Stavba sedimentárno-vulkanického komplexu Slanských vrchov. *In: Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát. Geofyzika Bratislava, 113—117.*

Pospíšil, L., Husák, E. 1985: Príspevok geofyziky k poznaniu stavby východoslovenských neovulkanitov a ich podložia. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 10, 197—219.*

Geological structure of the Strechový vrch stratovolcano in the Slanské vrchy Mts., East Slovakia

The Strechový vrch andesite stratovolcano represents a relatively well preserved volcanic structure, which is a part of the volcanic area of the Slanské vrchy Mts. (Fig. 1).

The stratovolcano originated in the marginal fault zone of the longitudinal graben, on the places of its intersection with distinct transverse faults (Fig. 2). Its origin and development took place in the marginal offshore zone of the Sarmatian sea.

According to radiometric data the stratovolcano was formed during the Lower Sarmatian — Lower Pannonian period, in the range of 12.7 ± 0.4—10.7 ± 0.4 mil. years (Kaličiak, Repčok, 1987).

The geological structure of the stratovolcano is marked by the presence of explosive, but mainly effusive volcanic facies. Both extrusive and intrusive complexes are also significant structural elements (Kaličiak et al., 1986).

The central, transient and peripheral zones can be defined in the framework of the stratovolcano structure (Fig. 3).

The central volcanic zone is situated in the central part of the stratovolcano and it is formed by an intrusive complex and by a volcanic cone. The intrusive complex occurs at the surface in the form of two spatially separated bodies of diorite porphyries (Fig. 4). The intrusions have a character of sills and they are in the subvolcanic to intravolcanic position in the stratovolcano structure. The volcanic cone has a stratovolcanic structure with interbedded lava flows and autochthonous pyroclastics, which are periclinally bedded

in directions from the centre. The inner subzone — the area of the inner slopes of cauldron depression — and outer subzone — the area of the cone relicts along its periphery — have been defined in its structure. A typical lithostratigraphical profile through the inner subzone is in Fig. 5.

The transient volcanic zone (stratovolcanic mantle) is formed predominantly by lava flows, redeposited pyroclastics and by epiclastics. Andesite extrusive bodies occurs at the surface in the framework of the transient volcanic zone structure.

The periphery volcanic zone (proluvial plain) is practically preserved only in the SW and W part of the stratovolcano. It is formed by relicts of redeposited tuffs, epiclastics and by relicts of thin brecciated lava flows.

Lithological-petrographical characteristic of rocks

The intrusive complex is formed by bodies of diorite porphyries, which differ in their petrographic composition besides their position in the stratovolcano structure. The intrusion from the middle part of the central zone is formed by compact, massive diorite porphyry. Diorite porphyry has a porphyric texture with holocrystalline development of groundmass. Phenocrysts are represented by plagioclase, hypersthene and augite. The intrusion, which occurs at the surface in the NE part of the stratovolcano (Fig. 4) is formed by diorite porphyry of different composition. It has porphyric texture with hypidiomorphic to panallotriomorphic groundmass and phenocrysts are represented by plagioclase, amphibole, hypersthene, biotite and quartz.

Andesite radial dykes, which cut the older stratovolcanic structure, have been classified with the intrusive complex.

The development of the stratovolcano was accompanied by the extrusive activity with extrusions of andesite bodies along tectonic lines, mainly in the area of the transient and peripheral zones respectively. The largest intrusive body occurs in the west part of the stratovolcano, in the Kamenický potok valley. It has a domatic form, elongated in the NE—SW direction.

The effusive complex is formed by lava flows, which represent a distinct component in the structure of the stratovolcano. Lava flows are a part of the central, transient and peripheral zone of the stratovolcano. They occur, in substance, in a form of tongue, elongated in one direction. Their thickness rises towards the periphery of the stratovolcano.

Lava flows in the area of the central zone are thin, brecciated, farther from the centre they are more compact, thicker and areally more extensive, they are brecciated in their marginal parts.

According to the radiometric data the effusive activity pulsated in the range of 12.7 ± 0.4—10.8 ± 0.3 m. y. (Kaličiak, Repčok, 1987).

Several petrographical types of andesites can be defined in the structure of the stratovolcano within the framework of the effusive complex. These andesite differ macroscopically in lithological character, but mainly in petrographical character. Individual petrographical types of andesites are defined on the geological map of the stratovolcano (Fig. 4).

The complex of volcanoclastics is formed by autochthonous pyroclastics, redeposited pyroclastics and epiclastics. Volcanoclastics occur in the framework of the central, transient and peripheral zones respectively.

Autochthonous pyroclastics are a part of the central zone of the stratovolcano, mainly of its volcanic cone. Volcano breccias, agglomeratic breccias and tuffs are present here. The lithological character of pyroclastics is depicted in Fig. 6.

Redeposited pyroclastics are characteristic for the transient and peripheral zones respectively. They form different grain facies, which irregularly interbed.

Epiclastics are the deposits of the transient, but mainly of the peripheral zone of the stratovolcano. They are formed by various types of grain facies, from coarse grain epiclastic andesite breccias to epiclastic sandstones.

The areal distribution of volcanoclastics within the framework of the structure of the stratovolcano is in Fig. 4.

Chemical composition of volcanites

Chemical composition of volcanites is given in Tab. 1 and it reflects petrographical composition of rocks. The differences in chemical composition of rocks as well as their pertinence to the individual types of rocks are depicted in TAS diagram (Fig. 7) according to Le Maitre (1982). The variation diagram K_2O/SiO_2 (Fig. 8) according to Gill (1981)

documents the alkalinity of the investigated rocks.

Remarks to raw materials

The Strechový vrch andesite stratovolcano represents a complex volcanic structure, which can be regarded as the principal metallogenic unit.

From the metallogenic point of view the central volcanic zone with the presence of the intrusive complex accompanied with hydrothermal altered rocks and with manifestations of sulphide ore mineralization is the most prospective.

A comprehensive metallogenic characteristic of the central volcanic zone with the definition of ore formations and mineral paragenetic associations has been submitted by Kaličiak et al. (1981) and by Ďuďa (1982).

Ascertained polymetallic mineralization does not reach the economic parameters and the central volcanic zone of the Strechový vrch stratovolcano appears from the prognostic point of view as less prospective structure.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

S. Buček, O. Jendrejáková, P. Masaryk, J. Papšová: **Biostratigrafia a stavba „vyšších príkrovov" Bieleho pohoria v pezinských Malých Karpatoch** (Bratislava 11. 2. 1988)

Prednáška zhrnula nové poznatky, ktoré získal kolektív autorov z Geologického ústavu CGV SAV pri štúdiu dazykladálnych rias, foraminifer, konodontov a mikrofácií triasových súvrství v tzv. vyšších príkrovoch Malých Karpát. Nad bazálnymi dolomitmi tu vo všetkých troch študovaných čiastkových príkrovoch (veternickom, havranickom a jablonickom) vystupuje gutensteinské súvrstvie. V najvyššej časti nad anaberskými vápencami sa objavujú biodetritické vápence so zvyškami pelsónskych rias zóny Physoporella pauciforata — Oligoporella pilosa. V ich nadloží vo veternickom príkrove leží zámostské súvrstvie so silicifikovanou faunou brachiopodov a gastropodov. Gutensteinské i zámostské súvrstvie obsahuje monotónne asociácie foraminifer s niektorými významnými pelsónskymi druhmi, zámostské súvrstvie obsahuje charakteristické konodontové asociácie rozhrania pelsónu a ilýru. Vyššie časti vápencovej sekvencie veterníckeho príkrovu zastupuje reiflinské súvrstvie s bohatou faunou konodontov. Ich ilýrske, longobardské a kordevolské asociácie sú dobre korelovateľné so súvekou faunou zo Západných Karpát, problémom ostávajú len zle zastúpené asociácie fasanského veku.

V havranickom a jablonickom príkrove nasleduje po anaberskom vápenci steinalmský a wettersteinský vápenec obsahujúci množstvo dazykladaceí assemblage-zóny. Ph. pauciforata — Olig. pilosa a acme-zóny Teutloporella herculaea. Nadložné wettersteinské dolomity charakterizujú formy lagunárnej fácie (Diplopora annulata), biohermálnej zóny (Teutloporella herculaea), ako aj zóny tesne priliehajúcej k rifu (T. nodosa).

I vo veternickom príkrove sa počas ladinu rozrastal rif, ktorý napokon celkom prekryl vnútropanvovú depresiu. Foraminiferové asociácie rifových vápencov obsahujú typické wettersteinské prvky. Okrem toho vo vyšších polohách rifového komplexu sa objavujú už karnské druhy.

Vrchnotriasové sedimenty zastupuje rozličné hrubý komplex lunzského (reingrabenského) súvrstvia, oponické vápence a „hlavný" dolomit.

Najmladšie triasové súvrstvie havranickej jednotky tvoria vápence dachsteinskej fácie (vrchnonorického až rétskeho veku). Spodnú časť 300 až 400 m hrubého súvrstvia charakterizujú kalové, zriedkavo stromatolitické vápence. Do nadložia slabne dolomitizácia a pribúda organodetritických vložiek (často laminovaných a gradačne vrstvených), súvrstvie nadobúda nevýrazne cyklickú stavbu (okolie Plaveckého Petra). V najvyšších častiach (Javorový vrch, Chtelnica) sú časté lumachelové vápence s faunou koralov, brachiopodov a mäkkýšov. Reprezentujú sediment plytkého šelfu a priľahlej otvorenej lagúny. Dachsteinské vápence z jablonického príkrovu pravdepodobne sedimentovali bližšie k jadru rifovej plošiny.

Mineralia slov.
20 *(1988), 5, 435—453*

Pozícia a stavba neovulkanitov v terciérnych sedimentoch severne od Prešova

MICHAL KALIČIAK, STANISLAV KAROLI, JOZEF MOLNÁR, BRANISLAV ŽEC
Geologický ústav D. Štúra, pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 8. 5. 1987

Условия и строение неовулканитов в третичных осадках севернее города Прешов, Восточная Словакия

Территория севернее города Прешов составлена осадками внутрокарпатского палеогена, неогена и неогенными вулканическими породами. Вулканические породы представлены риолитовыми вулканокластами эгенбурга, карпата и андезитовыми телами сармата. Морфологически выразительными андезитовыми телами являются тела узкой полосы между Губошовцами и Капушанами, т. е. капушанского горста. Тела представлены неправильными изометрической даже элипсоидной формы экструзивных даже лаколитовых тел с изменчивым петрографическим сложением.

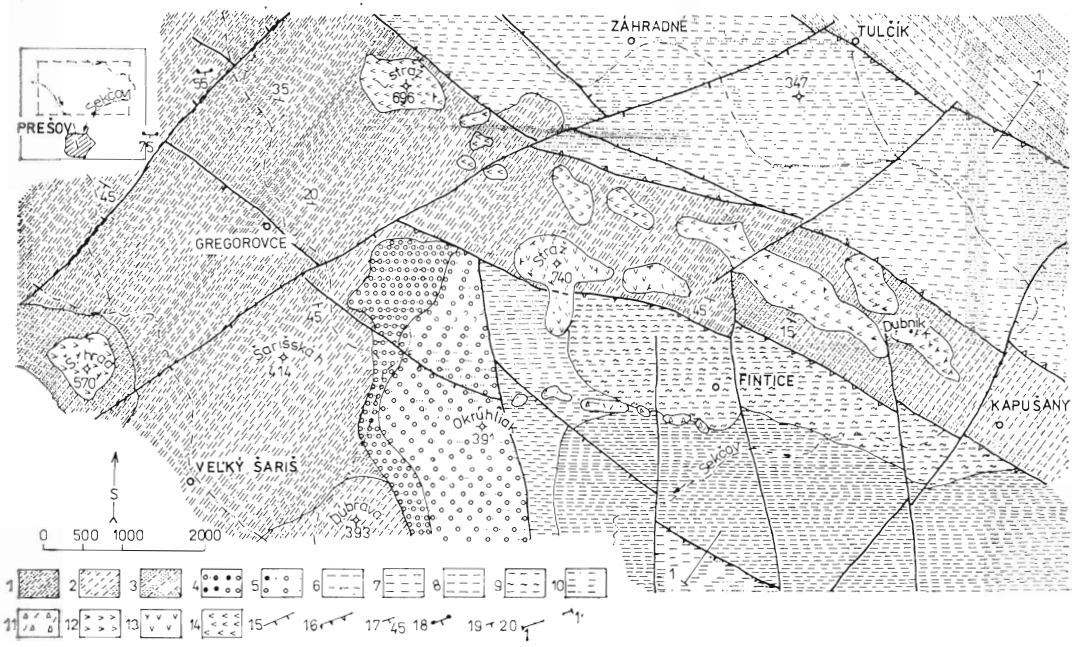
Position and structure of neovolcanites in the Cenozoic sediments north of Prešov, East Slovakia

The area north of Prešov is built by sediments of the Central Carpathian Paleogene, Neogene and by the Neogene volcanites. Volcanites are represented by rhyolite volcanoclastics of the Eggenburgian and Karpatian age and by the Sarmatian andesite bodies. Morphologically distinct andesite bodies occur at the surface in the narrow strip from Hubošovce to Kapušany along the Kapušany horst. They represent irregular isometric to elliptic forms of extrusive to laccolithe bodies with variable petrographical composition.

Územie severne od Prešova formujú paleogénne a neogénne sedimentárne horniny a neogénne vulkanity. Vulkanity sú tu zastúpené ryolitovými vulkanoklastikami vystupujúcimi na povrch západne od Fintíc a morfologicky výraznými andezitovými telesami vystupujúcimi v úzkom pruhu od Hubošoviec po Kapušany. Excentrické priestorové postavenie zaujíma len andezitové teleso Šarišského hradu (obr. 1).

Andezity v pruhu od Hubošoviec po Kapušany tvoria samostatné izolované telesá variabilných rozmerov a tvarov. K morfologicky najvýraznejším patrí Lysá stráž (696), Maliniak (596), Stráž (740), Kapušiansky hradný vrch a Dubník.

Telesá vystupujú v jadre pozdĺžnej anti-



Obr. 1. Geologická mapa územia S od Prešova. Paleogén: 1 — flyšové súvrstvie s prevahou ílovcov a prachovcov nad pieskovcami (hutianske súvrstvie), 2 — flyšové súvrstvie s prevahou až rovnakým zastúpením pieskovcov, ílovcov, prachovcov (zuberské súvrstvie), 3 — pieskovcové súvrstvie s prevahou pieskovcov nad ílovcami (bielopotocké súvrstvie). Neogén: 4 — polymiktné zlepence, pieskovce (prešovské súvrstvie — egenburg), 5 — pieskovce, prachovce (prešovské súvrstvie — egenburg), 6 — pieskovce, prachovce (čelovské súvrstvie — egenburg), 7 — pieskovce, prachovce s vložkami ílovcov, 8 — ílovce s polohami prachovcov, 9 — ílovce s polohami montmorillonitových ílov (7—9 — teriakovské súvrstvie — karpat), 10 — ílovce s vložkami jemnozrnných pieskovcov (kladzianske súvrstvie — karpat), 11 — ryolitové vulkanoklastiká (karpat), 12 — pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom, 13 — augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom, 14 — pyroxenicko-amfibolický andezit (andezitové extrúzie — sarmat), 15 — zlomy, 16 — tektonické ohraničenie hrastov a depresií, 17 — smery a sklony vrstiev, 18 — smery a sklony vrstiev s mechanoglyfmi, 19 — smer a sklon odlučnosti, fluidality, 20 — línia geologického rezu.

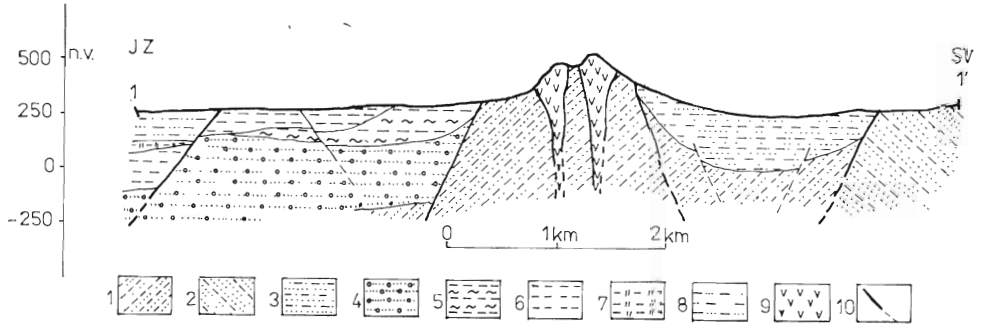
Fig. 1. Geological map of the area north of Prešov. Paleogene: 1 — flysch member with claystones and siltstones prevailing over sandstones (the Huta Member), 2 — flysch member with the equal presence of sandstones, claystones and siltstones (the Zuberské Member), 3 — sandstone member with sandstones prevailing over claystones (the Biely Potok Member). Neogene: 4 — polymict conglomerates, sandstones (the Prešov Member — Eggenburgian), 5 — sandstones, siltstones (the Prešov Member — Eggenburgian), 6 — sandstones, siltstones (the Čelovce Member — Eggenburgian), 7 — sandstones, siltstones with intercalations of claystones, 8 — claystones with beds of silstones, 9 — claystones with beds of montmorillonite clays (7—9 the Teriakovce Member — Karpatian), 10 — claystones with intercalations of fine-grained sandstones (the Kladzany Member — Karpatian), 11 — rhyolite volcanoclastics (Karpatian), 12 — pyroxene-amphibole andesite with garnet, 13 — augite-hypersthene andesite with amphibole, 14 — pyroxene-amphibole andesite (andesite extrusions — Sarmatian), 15 — faults, 16 — tectonic boundaries of horsts and depressions, 17 — strikes and dips of beds, 18 — strikes and dips of beds with sole markings, 19 — strike and dip of jointing and fluidality, 20 — line of geological profile.

klinálnej paleogénnej štruktúry, ktorú Leško (1956) nazval „kapušianske antiklinálne pásmo". V zmysle Budaya in Matějka a kol. (1964) ide o kapušiansko-michalovský hrast.

V nami skúmanom území severne od Prešova je hrast situovaný medzi centrálnou depresiou neogénnej panvy na juhu a čelovskou depresiou na severe. Podľa Slávika (1968) hrastová štruktúra predstavuje výraznú vulkanicko-tektonickú zónu s prienikom extruzívnych, ale i plytkointruzívnych andezitových telies pozdĺž S okraja neogénnej panvy. Litologicko-petrografickou charakteristikou neogénnych vulkanitov z tejto oblasti, ako aj ich stratigrafickým zaradením sa zaoberal Kuthan (1948), Zorkovský (1956), Šalát (1955, 1957), Slávik (1968), Slávik et al. (1968) a Slávik, Tözsér (1973).

Geologická stavba územia

Skúmané územie je situované v SZ časti východoslovenskej neogénnej panvy. Má zložitú hrastovo-prepadlinovú stavbu, v ktorej sa najvýraznejšie prejavuje kapušiansky hrast SZ—JV smeru medzi Gregorovcami a Trnkovom východne od Kapušian. Hrasť tvoria sedimenty vnútrokarpatského paleogénu a v jeho osovej časti vystupuje nesúvislá reťaz andezitových telies sarmatského veku. Hrasť od spodného miocénu tvoril morfologickú bariéru oddeľujúcu dve samostatné depresné štruktúry, v ktorých v najspodnejšom miocéne prebiehala sedimentácia s odlišným, autonómnym vývojom.



Obr. 2. Geologický rez 1-1'. Paleogén: 1 — flyšové súvrstvie s prevahou až rovnakým zastúpením pieskovcov, ílovcov, prachovcov (zuberské súvrstvie), 2 — pieskovcové súvrstvie s prevahou pieskovcov nad ílovcami (bielopotocké súvrstvie). Neogén: 3 — pieskovce, prachovce (čelovské súvrstvie — egenburg), 4 — pieskovce, prachovce (prešovské súvrstvie — egenburg), 5 — ílovce s polohami montmorillonitových ílov, 6 — ílovce s polohami pieskovcov (5—6 — teriakovské súvrstvie — karpat), 7 — ílovce s polohami halitu (soľnobanské súvrstvie — karpat), 8 — ílovce s vložkami jemnozrnných pieskovcov (kladzianske súvrstvie — karpat), 9 — extruzívne telesá pyroxenicko-amfibolických andezitov (sarmat), 10 — zlomy.

Fig. 2. Geological profile 1-1'. Paleogene: 1 — flysch member with the equal presence of sandstones, claystones and siltstones (the Zuberské Member), 2 — sandstone member with sandstones prevailing over claystones (the Biely Potok Member). Neogene: 3 — sandstones, siltstones (the Čelovce Member — Eggenburgian), 4 — sandstones, siltstones (the Prešov Member — Eggenburgian), 5 — claystones with intercalations of montmorillonite clays, 6 — claystones with beds of sandsones (5—6 — the Teriakovce Member — Karpatian), 7 — claystones with beds of halite (the Soľná Baňa Member — Karpatian), 8 — claystones with intercalations of finegrained sandstones (the Kladzany Member — Karpatian), 9 — extrusive bodies of pyroxene-amphibole andesites (Sarmatian), 10 — faults.

Severne od hrastu je to čelovská depresia, ktorá predstavuje úzku prepadlinovú štruktúru pozdĺžneho SZ—JV smeru od Záhradného po Lipníky s dĺžkou 16 km a s maximálnou šírkou 6 km medzi obcami Podhrabina a Šarišská Poruba. Táto pozdĺžna depresia je obmedzená zlomami SZ—JV smeru, ktoré sa synsedimentárne uplatňovali od egenburgu. Priečne zlomy SV—JZ smeru, ktoré podmienili blokovú stavbu územia, sú mladšie. Výplň čelovskej depresie tvoria výlučne sedimenty egenburgu.

Z južnej strany hrast lemuje prešovská depresia, ktorá predstavuje čiastkovú, najzápadnejšiu depresiu hlavnej pozdĺžnej a centrálnej grabenovej štruktúry východoslovenskej neogénnej panvy. Jej výplň tvoria sedimenty egeru, egenburgu a karpatu.

Stratigrafia a litológia

Územie tvoria horninové komplexy vnútrokarpatského paleogénu, sedimentárneho neogénu a neovulkanitov.

Paleogén

Paleogénne sedimenty tvoria výrazný kapušiansky hrast, územie rozsiahleho synklinálneho pásma Šarišskej hory, ako aj územie severne od čelovskej depresie a južne od bradlového pásma. V paleogéne na skúmanom území vyčleňujeme tri nasledujúce litofácie (Molnár a kol., 1986).

Hutianske súvrstvie

Súvrstvie tvorí takmer celú západnú časť nami skúmaného územia a západnú časť kapušianskeho hrastu. Charakterizuje ho prevaha prachovcov a ílovcov nad pieskovcami až do pomeru 5:1. Najrozšírenejšie sú prachovce s tabuľkovitým až lavicovitým rozpadom s vložkami sivých až modrosivých ílovcov, z ktorých Gašparíková in Molnár a kol. (1986) stanovila vek súvrstvia na spodný až stredný eocén. V západnej časti kapušianskeho hrastu súvrstvie prerážajú sarmatské andezitové extrúzie, ktoré vo svojom okolí spôsobili miestami výrazné kontaktné premeny (Záhradné, Kanaš).

Zuberské súvrstvie

Nachádza sa na časti územia v širšom okolí kóty Dúbrava (953) SZ od Prešova, ďalej vystupuje v okolí andezitového telesa Šarišského hradu, ako aj vo východnej časti kapušianskeho hrastu medzi Finticami a Kapušanmi. Súvrstvie charakterizuje flyšový vývoj so striedaním pieskovcov a prachovcov s vložkami ílovitých prachovcov. Na základe foraminifer a nanoplanktónu z ílovcov stanovila Gašparíková in Molnár a kol. (1986) vek súvrstvia na spodný až stredný eocén. Na vrstvových plochách sa v súvrství zriedkavo objavujú mechanoglyfy a bioglyfy. Časté sú tiež tenké vložky Mn-oxidov. Na kontaktoch s prerážajúcimi mladšími andezitovými extrúziami sa často nachádzajú sedimenty zrohovcovatené a miestami nadobúdajú charakter svetlých a pevných porcelanitov.

Bielopotocké súvrstvie

Súvrstvie vystupuje na povrch medzi čelovskou depresiou a bradlovým pásmom v SV časti územia. Charakterizuje ho striedanie pieskovcov a prachovcov, menej ílovcov až slieňovcov. Pieskovce sú strednozrnné až hrubozrnné, vápnité a sľudnaté. Zriedkavo sú v nich vložky karbonátových a polymiktných zlepencov s mikrofaunou veľkých foraminifer. Na základe mikrofauny z ílovcov bol vek súvrstvia stanovený na vrchný eocén až spodný oligocén.

Sedimenty neogénu

Neogénne sedimenty tvoria výplň čelovskej a prešovskej depresie severne a južne od kapušianskeho hrastu. Zastúpené sú sedimenty egeru, egenburgu a karpatu.

Eger

Sedimenty egeru na povrch nevystupujú a ich charakter so striedaním pieskovcov a ílovcov je známy len z vrtu Prešov-1.

Egenburg

Sedimenty egenburgu sú zastúpené dvoma litostratigrafickými jednotkami (Vass, Čverčko, 1985):

1. Prešovské súvrstvie leží diskordantne na vnútrokarpatskom paleogéne (resp. na egeri) a na predterciérnych horninách. Je rozšírené hlavne v okolí Prešova a v centrálnej časti depresie dosahuje hrúbku až 1000 m. Na povrch vystupuje medzi Prešovom a Kanašom (Karoli in Molnár a kol., 1986). Západná hranica rozšírenia súvrstvia má transgresívny charakter v zlepencovo-pieskovcovom vývoji, ktorý smerom do panvy pozvoľna prechádza do pieskovcovo-prachovcovej litofácie. V samotnom Prešove transgresívna zlepencovo-pieskovcová litofácia nebola zistená, ale jej pôvodná hranica zrejme zasahovala do paleogénu Šarišskej vrchoviny. Svedčia o tom relikty zatiaľ bližšie nešpecifikovaných sedimentov spodného miocénu v okolí Radatíc a Janova v povodí Svinky. Východné ohraničenie súvrstvia je tektonické podľa S—J zlomu na východnom okraji Šidlovca, kde je zaklesnuté pod sedimentmi karpatu.

2. Čelovské súvrstvie tvorí výplň pozdĺžnej depresie severne od kapušianskeho hrastu. Súvrstvie leží diskordantne na sedimentoch vnútrokarpatského paleogénu a čiastočne aj na bradlovom paleogéne. Reprezentované je rytmickým, viac-menej rovnocenným striedaním prachovcov a jemnozrnných pieskovcov. Charakteristické sú glaukonitické pieskovce na báze, ako aj nesúvislý horizont ryolitových tufov v ich nadloží, ale tiež slojky lignitu. Vo vrchnej časti je prevaha ílovcov so sporadickým výskytom hrubších klastických sedimentov. Celková hrúbka súvrstvia podľa vrtu Čelovce-1 je 400 m.

Karpat

Sedimenty karpatu majú v prešovskej oblasti úplný litostratigrafický vývoj. V zmysle nového litostratigrafického členenia neogénu (Vass, Čverčko, 1985) tu vyčleňujeme tieto litostratigrafické jednotky (Karoli in Molnár a kol., 1986):

1. Teriakovské súvrstvie je na báze zastúpené mohutnou zlepencovo-pieskovcovou transgresívnou litofáciou, ktorá však v severnej časti prešovskej depresie v okolí Fintíc chýba. Vo vyššej časti súvrstvie tvoria prevažne prachovce a ílovce s vložkami montmorillonitických ílov. V západnej časti je rozsah súvrstvia na povrchu limitovaný S—J zlomom pozdĺž východného okraja Šidlovca a na východe analogickým zlomom pozdĺž západného okraja V. Šebastovej. Maximálna hrúbka súvrstvia je 500—600 m.

2. Soľnobanské súvrstvie je tvorené prevažne ílovcami s výraznými akumuláciami halitu v asociácii s anhydritom a sadrovcom. Dosahuje hrúbku 150—250 m a na povrch vystupuje len v reliktoch pri Solivare (mimo skúmaného územia).

3. Kladzianske súvrstvie sa pozvoľne vyvíja zo soľnobanského. Má prachovcovo-ílovcový vývoj a na povrch vystupuje v JV časti územia.

Neovulkanity

Vznik a vývoj neogénnej panvy na vý-

chodnom Slovensku sprevádzala od spodného miocénu vulkanická činnosť. Zárodočný sedimentačný bazén sa začal formovať na rozhraní oligocénu až spodného miocénu v SZ časti neogénnej panvy (Nemčok, Rudinec, 1983). S jeho formovaním je už od egenburgu späté iniciálne štádium vulkanickej činnosti.

Produkty iniciálneho štádia vulkanizmu tvoria ryolitové vulkanoklastiká a v prevažnej miere sú súčasťou sedimentárnej výplne panvy v egenburgu a karpate. Na povrch vystupujú len útržkovite, pričom centrá tohto spodnomiocénneho vulkanizmu nie sú známe.

V odlišnej priestorovej a časovej pozícii sa nachádzajú andezitové extruzívne (lakolitové?) telesá. Vystupujú v pozdĺžnej paleogénnej hrastovej štruktúre (kapušiansky hrast), ktorá predstavuje výraznú vulkanicko-tektonickú zónu. Táto zóna pokračuje ďalej smerom na JV do oblasti severnej časti Slanských vrchov až JZ časti Vihorlatu s radom subvulkanických a intruzívnych andezitových kupol a dioritovo-porfyritových intrúzií — Maglovec, Oblík, Vinné (Slávik et al., 1968).

Predpokladáme, že druhá vulkanicko-tektonická zóna analogického priebehu (SZ — JV) leží južnejšie. Na nej je situované andezitové teleso Šarišského hradu a extruzívne telesá po JZ obvode severnej časti Slanských vrchov — Brestov (komplex Brestov — Abramovce v zmysle Slávika a Tözséra, 1973), Opiná, Kecerovský Lipovec, Herľany.

V tejto zóne sa nachádza aj magnetická anomália na západnom okraji Prešova, ktorej pravdepodobným zdrojom podľa Gnojeka (1987) môžu byť plytko uložené miocénne vulkanity intermediárneho až bázického charakteru.

Ryolitové vulkanoklastiká

Za najstaršie doteraz zistené produkty vulkanizmu na východnom Slovensku sa pokladajú ryolitové tufy z vrtu Čelovce-1 (282—285 m) v egenburských sedimentoch čelovskej formácie (Slávik et al., 1960). Podľa autorov ide o drobno- až strednozrnné kryštalovitroklastické ryolitové tufy uložené vo vodnom prostredí. Analogické premenené tufy zo sedimentov egenburgu pri obci Terňa opísal Březina (1960). Slávik et al. (1968) tufy priradili k 1. fáze vulkanizmu na východnom Slovensku.

Druhý najstarší vulkanogénny horizont ryolitových tufov karpatského veku patriaci k 2. fáze vulkanizmu na východnom Slovensku vyčlenil Slávik et al. (1968). Tieto tufy vystupujú na povrch západne od Fintíc. Podľa Slávika a Tözséra (1973) je ich stratigrafická pozícia daná tým, že v ich hlbšom podloží leží čelovské súvrstvie a v nadloží soľonosné súvrstvie karpatu. Podľa autorov ide o niekoľko desiatok m hrubý horizont tufov, v ktorom Kuthan (1948) zistil aj pevné ryolitové telesá. Detailné biostratigrafické štúdium tufového horizontu sa nevykonalo. Z produktov tohto vulkanizmu (z úlomku ryolitu a pemzy) bol K-Ar metódou stanovený rádiometrický vek 25,4 ± 2,3 a 12,2 ± ± 1,8 mil. rokov (Slávik et al., 1976). Hodnoty rádiometrických vekov sa však značne rozchádzajú a v žiadnom prípade nepotvrdzujú predpokladaný karpatský vek.

Podľa našich výskumov ryolitové vulkanoklastiká tu tvoria malé izolované relikty na peliticko-psamitických sedimentoch karpatského teriakovského súvrstvia. Dosahujú hrúbku maximálne 10 m a nepravidelne sa v nich striedajú drobnoúlomkovité ryolitové brekcie až epiklastické pieskovce, ktoré sú pórovité, pri hrubších varietách bublinkovité a tvorené úlomkami angulárnych až oválnych ryolitov, pemzy, kremeňa, ílovcov a pieskovcov s veľkosťou fragmentov do 1—2 cm. Miestami sú čiastočne silicifikované. Tmeliaca hmota je zrnitá, piesčitá, s nahromade-

ním šupiniek biotitu. Hornina jemnozrnejších variet má lito- až kryštaloklastickú štruktúru s drobnými úlomkami hornín, kremeňa, živcov a biotitu.

Vzhľadom na to, že tieto ryolitové vulkanoklastiká ležia na sedimentoch teriakovského súvrstvia karpatu, nie je známe ich nadložie a že rádiometrické veky z týchto hornín sa značne rozchádzajú, nemožno vylúčiť ani ich mladší vek, taký, ako predpokladal Slávik (1974).

Okrem týchto ryolitových vulkanoklastík boli pri Finticiach zistené tenké polohy montmorillonitizovaných ryolitových tufov v ílovcovo-prachovcových sedimentoch, ktoré boli v minulosti predmetom podrobného prieskumu na bentonit (Harcek et al., 1962). Montmorillonitizované tufy tvoria v ílovcovo-prachovcovom súvrství medzivrstvové polohy s hrúbkou do 2 m. Podstatnou zložkou v ich zložení je montmorillonit, kremeň a biotit. Podľa Harceka (l. c.) sa jedná o popolovité ryolitové tufy eolicky transportované do vodného morského prostredia egenburského veku.

Na základe novších biostratigrafických výskumov z tejto oblasti (Zlinská in Molnár et al., 1986) súvrstvie s tufmi zaraďujeme v zhode s Budayom in Matějka a kol. (1964) a Slávikom et al. (1968) do karpatu s príslušnosťou k teriakovskému súvrstviu. Karoli in Molnár et al. (1986) vyčlenil v rámci tohto súvrstvia samostatnú ílovcovo-prachovcovú litofáciu s polohami montmorillonitických ílov (obr. 1).

Andezity

Vulkanizmus, ktorého produktom sú izolované andezitové telesá, prebiehal v suchozemskom prostredí, v zázemí prehlbujúcej sa neogénnej panvy. Andezitové telesá vystupujú v geologickom prostredí sedimentov vnútrokarpatského paleogénu, ktoré svoje okolie často kontaktne metamorfujú a deformujú. Svedčí o tom prítomnosť kontaktných rohovcov až porcelanitov v blízkosti telies, ako aj často vztýčené a deformované vrstvy paleogénnych sedimentov.

Slávik et al. (1968) zaradili túto vulkanickú aktivitu s prienikom andezitových telies do vrchného sarmatu a Slávik a Tözsér (1973) do stredného až vrchného sarmatu.

Vzhľadom na chýbajúce biostratigrafické údaje o veku andezitovej vulkanickej činnosti z tejto oblasti je v podstate jediným kritériom stanovenia veku rádiometrický výskum. Horniny boli datované K-Ar metódou (Slávik et al., 1976; Ďurica et al., 1978) a v ostatnom čase metódou FT z biotitu a amfibolu (Repčok, 1985). Výsledky týchto výskumov sú zhrnuté v práci Kaličiaka a Repčoka (1987). Na základe zhodnej tektonickej pozície andezitových telies a zhodných rádiometrických vekov autori vyčlenili samostatný komplex Lysá stráž — Oblík. Stanovené rádiometrické veky z týchto hornín (okrem vzorky z lomu od Fintíc) jednoznačne poukazujú na strednosarmatský vek vulkanickej aktivity v rozpätí 12,2 ± 0,4—12,0 ± 0,45 mil. r. Andezit z lomu SZ od Fintíc s rádiometrickým vekom 13,1 ± 2,1 mil. rokov (stanovenie K-Ar metódou) spadá do spodného sarmatu. I keď nemožno vylúčiť určitú časovú diferencovanosť pri vzniku andezitových telies, domnievame sa, že rádiometrický vek robený z kusovej vzorky horniny je v tomto prípade ovplyvnený uzavreninami starších hornín, ktoré sa práve v tomto telese nachádzajú vo veľkom množstve.

Andezitové telesá tvoria charakteristické vulkanické formy, prevažne kupoly a dómy, ktoré sa odlišujú jednak rozmermi, ale i tvarmi. Vystupujú tu telesá nepravidelných izometrických foriem, ale hlavne telesá nepravidelne pretiahnuté v jednom

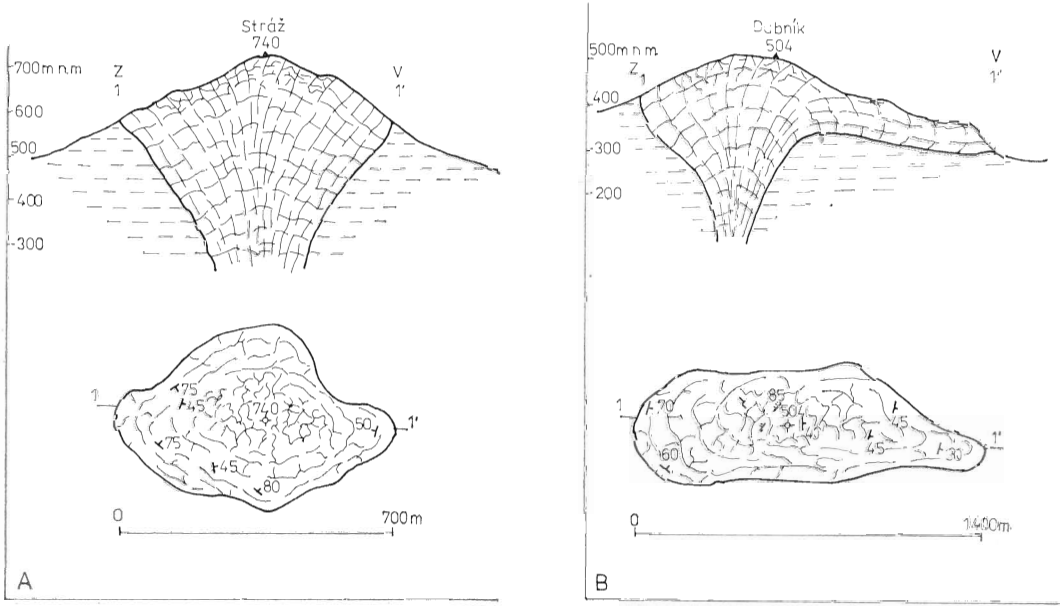
smere SZ—JV, teda v smere priebehu vulkanicko-tektonického kapušianskeho hrastu. Tieto nepravidelné formy andezitových telies s pozdĺžnou osou v smere SZ—JV môžu indikovať aj prítomnosť plytko uložených lakolitových telies, aj prítomnosť prechodných extruzívno-lakolitových telies. Z povrchovej geologickej situácie a z údajov, ktoré máme k dispozícii, nie je možné tento predpoklad jednoznačne potvrdiť. Formy týchto andezitových telies poukazujú na pomerne veľkú viskozitu andezitových láv, ktoré vystupovali k povrchu predovšetkým pozdĺž zlomových systémov smeru SZ—JV.

Na základe štruktúrnej analýzy stavby andezitových telies vyčleňujeme 2 základné skupiny foriem (obr. 3).

1. *Nepravidelné izometrické telesá.* K nepravidelným izometrickým telesám kupolovitej formy patrí Šarišský hrad, Stráž a niektoré menšie andezitové telesá južne od Záhradného. Najväčším z nich je teleso s vrcholovou kótou Stráž. Na základe nameraných štruktúrnych prvkov sme urobili rekonštrukciu jeho stavby (obr. 3A).

Ide v podstate o extruzívne teleso, ktoré má v priereze nepravidelný izometrický tvar s rozmermi 900 × 700 m. V jeho okrajových častiach má po obvode prevažne hrubolavicovitú odlučnosť so sklonom 45—80° do stredu telesa, čo svedčí o jeho rozšírení smerom k vrcholovej časti, a naopak, o jeho zužovaní smerom do hĺbky. V apikálnej vrcholovej časti telesa pozorovať len veľmi nepravidelnú veľkoblokovú odlučnosť.

Podobný charakter stavby má aj extruzívne teleso Šarišského hradu s rozmermi 600 × 600 m. V jeho okolí, hlavne v zá-



Obr. 3. Formy andezitových telies. A — nepravidelné izometrické kupolovité telesá, B — nepravidelné eliptické telesá — extruzívno-lakolitový typ.

Fig. 3. Forms of andesite bodies. A — irregular isometric domatic bodies, B — irregular elliptic bodies — extrusive-laccolithe type.

padnej a južnej časti, vystupujú vztýčené a deformované vrstvy paleogénnych sedimentov.

2. *Nepravidelné eliptické telesá.* Prevažná časť andezitových telies je situovaná v hlavnom pruhu osovej časti hrastovej štruktúry v lineárnom usporiadaní od Lysej stráže na SZ po Dubník pri Kapušanoch. Telesá majú nepravidelný eliptický tvar s pozdĺžnou osou v smere SZ—JV. Z rekonštrukcie stavby andezitového telesa Dubník pri Kapušanoch (obr. 3B) vyplýva, že ide pravdepodobne o prechodný extruzívny lakolitový typ s prívodným centrom v oblasti kóty Dubník a jazykovitým prechodom smerom na východ. Ostatné telesá tejto skupiny majú podobný charakter, ale vzhľadom na nedostatok štruktúrnych údajov rekonštrukcia ich stavby je zložitá.

Na základe odlišného petrografického zloženia vyčleňujeme 3 petrografické typy andezitov.

1. *Pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom.* Tento petrografický typ andezitov predstavujú telesá Šarišského hradu a Maliniaka. Hornina je sivá, tmavosivá, celistvá, prevažne s nepravidelným blokovým polygonálnym rozpadom a na zvetranom povrchu s výraznou guľovitou odlučnosťou, hlavne telesa Maliniak. Textúra je všesmerne zrnitá, s výrastlicami živcov a tmavých minerálov, ktoré dosahujú veľkosť do 3—4 mm. Štruktúra andezitov je porfyrická, základná hmota je mikrohypidiomorfne zrnitá. Výrastlice tvorí plagioklas, pyroxén a amfibol. Výrastlice plagioklasu sú hypidiomorfne až idiomorfne obmedzené, zonálne a lamelované. Zložením zodpovedajú andezínu aj labradoritu (An_{36-52}). Dosahujú veľkosť do 3 mm a sú slabo karbonatizované. S pyroxénom a amfibolom často vytvárajú glomerofyrické zhluky. Amfibol tvorí stĺpčekovité výrastlice veľkosti do 2 mm s častými opacitovými obrubami. Pyroxén je zastúpený hypersténom, menej augitom s veľkosťou zŕn do 1 mm. Z akcesorických minerálov je prítomný magnetit, apatit, zirkón s veľkosťou do 0,1 mm. Sekundárne minerály (karbonát, chlorit) tvoria zhluky a pseudomorfózy po výrastliciach i základnej hmote (Tab. I, obr. 4).

Základná hmota má mikrohypidiomorf-

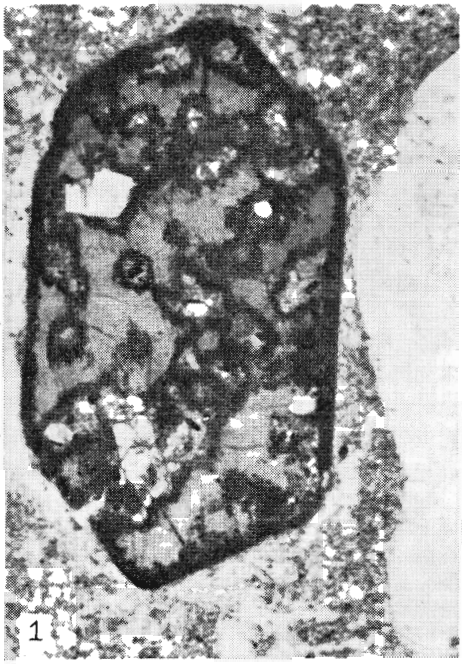
TAB. 1

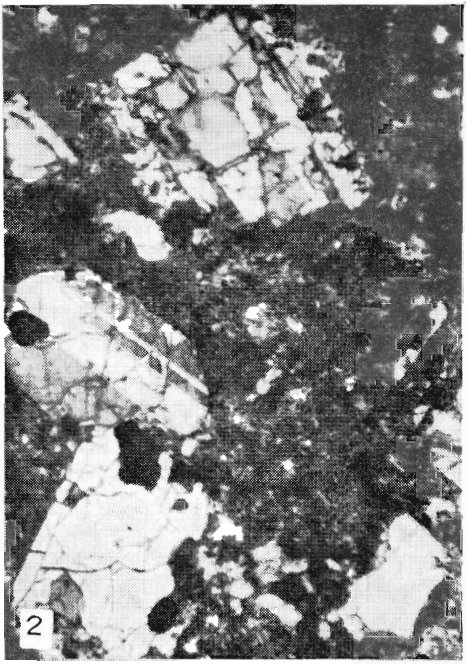
Modálne zloženie andezitov
Modal composition of andesites

Vzorka	Zákl. hmota	Plg	Hy	Px	Aug	Aph	Op. min.	Chl	Karbonát
Ž-1	60,69	22,89	—	—	14,76	—	1,08	—	0,58
Ž-12	66,20	24,10	—	0,40	—	1,45	0,50	5,70	1,65
Ž-7	63,94	21,77	7,64	—	4,13	2,08	0,44	—	—
Ž-19	61,40	28,04	5,01	—	4,04	1,16	0,35	—	—
Ž-4	71,68	26,99	—	0,14	—	1,10	0,09	—	—
Ž-5	71,71	22,43	—	0,19	—	5,48	0,19	—	—

Lokality:

Ž-1 — Šarišský hradný vrch, opustený lom na V strane 300 m SV od k. 670, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom; Ž-12 — Maliniak, k. 595, JZ od Záhradného, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom; Ž-7 — Fintice, opustený kameňolom, SZ od Fintíc ,augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom; Ž-19 — Hôrky, k. 579, SZ od Fintíc; Ž-4 — Kapušiansky hradný vrch, k. 501, pyroxenicko-amfibolický andezit; Ž-5 — Kapušiansky hradný vrch, k. 530. pyroxenicko-amfibolický andezit.


1


2


3


4

ný až mikroalotriomorfný vývoj a je zložená z reliktov vulkanického skla a drobných, prerastajúcich agregátov plagioklasov, tmavých minerálov a kremeňa.

Modálne zloženie andezitov je uvedené v tab. 1 (vz. 1, 12). Charakteristickým znakom týchto andezitov je prítomnosť granátu, ktorý v nich tvorí naružovelé okrúhle oká veľkosti až do 1—2 cm. Detailným výskumom granátov sa zaoberal Zorkovský (1953, 1956). Podľa neho granáty vystupujúce v andezitoch telies Šarišského hradu a Maliniaka patria do skupiny almandínu a ich pôvod je magmatogénny. Chemické zloženie granátov z týchto lokalít, ako aj percentuálne zastúpenie jednotlivých komponentov uvádzame v tab. 2.

V andezitoch sú časté xenolity rôznej veľkosti, maximálne 20—30 cm, tvorené zrohovcovatenými pelitickými sedimentmi až porcelanitmi. V dutinách xenolitov a po ich okrajoch bol v andezitovom telese Maliniak identifikovaný andradit, amfibolový azbest, rutil, kalcit, kremeň, ako aj rudné minerály chalkopyrit, pyrit, pyrotín, sfalerit (Ďuďa et al., 1981).

2. *Augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom.* Do skupiny extruzívnych telies, ktoré sú tvorené augiticko-hyperstenickým andezitom s amfibolom, patria telesá Stráž, Hôrky a extrúzia SZ od Fintíc. Andezit je sivý až tmavosivý. Má celistvú, všesmerne zrnitú textúru a blokový, v podstate nepravidelný polygonálny rozpad s prevahou plôch vertikálnej odlučnosti. Štruktúra andezitu je porfyrická, s výrastlicami plagioklasu (2—3 mm) zloženia An_{44-56}, hypersténu, augitu a ojedinele amfibolu. Základná hmota má prevažne kryptokryštalický charakter, miestami s mikrohypidiomorfným vývojom (Tab. I, obr. 2). Modálne zloženie andezitu je uvedené v tab. 1 (vz. 7, 19).

V okrajových častiach extruzívnych telies pozorovať silné kontaktné účinky na okolné sedimenty, ako aj asimiláciu veľ-

---

◀ TAB. I.

1 — Výrastlica amfibolu idiomorfne obmedzená, silne resorbovaná, s tenkým opacitovým lemom. Vzorka Ž-7 — opustený kameňolom, SZ od Fintíc, pyroxenicko-amfibolický andezit, II nikoly, zv. 60×.

2 — Augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom, štruktúra základnej hmoty kryptokryštalická (chloritizovaná), výrastlice značne čerstvé. Vzorka Ž-1 — Šarišský hradný vrch, opustený lom na V strane. X nikoly, zv. 60×.

3 — Slabo karbonatizovaná výrastlica zonálneho plagioklasu. Vzorka Ž-9 — opustený kameňolom, Z od Záhradného, J od Lysej stráže, pyroxenicko-amfibolický andezit, X nikoly, zv. 60×.

4 — Pseudomorfózy tmavých minerálov vyplnené zrnami plagioklasu, karbonátu a chloritu, s hrubým opacitovým lemom. Vzorka Ž-19 — Hôrky, k. 579, SZ od Fintíc. Pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom, II nikoly, zv. 60×.

PL. I.

1 — Phenocryst of amphibole, idiomorphic confined, strongly resorbed with thin opacite hem. Sample Ž-7 — abandoned stone quarry 100 m northwest of Fintice, pyroxene-amphibole andesite, II nicols, magn. ×60.

2 — Augite-hyperstene andesite with amphibole, texture of matrix is cryptocrystalline (chloritized), phenocrysts are considerably fresh. Sample Ž-1 — Šariš castle hill, abandoned stone quarry on the east side. X nicols, magn. ×60.

3 — Phenocryst of zonal plagioclase, slightly carbonatized. Sample Ž-9 — abandoned stone quarry, west of Záhradné, south of Lysá stráž Mt., pyroxene-amphibole andesite. X nicols, magn. ×60.

4 — Pseudomorphoses of mafic minerals, filled with grains of plagioclase, carbonate and chlorite with thick opacite hem. Sample Ž-19 Hôrky hill northwest of Fintice. Pyroxene-amphibole andesite with garnet. II nicols, magn. ×60.

TAB. 2

Chemické zloženie granátu a percentuálne zastúpenie komponentov (Zorkovský, 1956)
Chemical composition of garnet and the presence of components in per cent (Zorkovský, 1956)

	Šarišský hrad	Maliniak
SiO_2	38,20	39,20
TiO_2	0,15	0,08
Al_2O_3	21,63	21,03
Fe_2O_3	3,32	3,51
FeO	23,51	22,71
MnO	2,15	2,82
CaO	4,62	5,30
MgO	3,90	4,22
str. ž.	1,72	0,32
pyrop	15,20	15,75
almandín	63,20	59,43
spessartín	5,80	7,30
grossulár	3,30	4,70
andradit	12,50	12,80

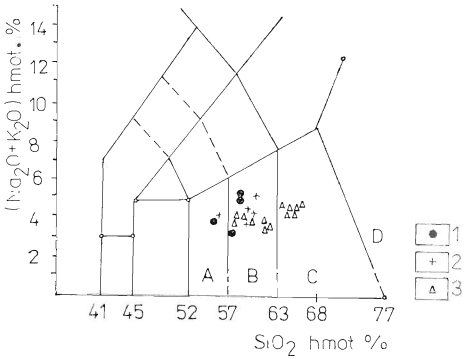
kých blokov sedimentov vnútri extruzívnych telies (opustený lom SZ od Fintíc).

V puklinách a trhlinách andezitu, predovšetkým na lokalite Fintice, sú časté tenké povlaky a žilky karbonátov. V asociácii s karbonátom bol zistený garronit, chabazit a epistilbit (Ďuďa et al., 1981). Okrem veľkých asimilovaných blokov sedimentov v okrajových častiach andezitových telies sú v andezite časté drobné xenolity sedimentov, v ktorých boli zistené drobné kryštalické agregáty kremeňa v asociácii s datolitom, almandínom, cordieritom a tiež drobné ojedinelé zrná sfaleritu (Ďuďa et al., 1981).

3. *Pyroxenicko-amfibolický andezit.* Najrozšírenejším petrografickým typom je pyroxenicko-amfibolický andezit, ktorý tvorí nepravidelné eliptické telesá v osi pozdĺžneho kapušianskeho hrastu od Lysej stráže po Dubník pri Kapušanoch. Na rozdiel od predchádzajúcich petrografických typov je sivý až svetlosivý, s výraznou porfyrickou, všesmerne zrnitou textúrou a štruktúrou.

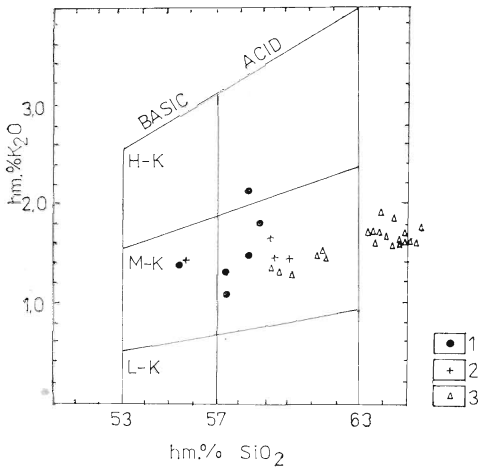
Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, amfibol a hyperstén. Plagioklas zložením zodpovedá andezínu — labradoritu (An_{45-56}) a dosahuje veľkosť 2—3 mm (Tab. I, obr. 3). Výrastlice amfibolu s veľkosťou do 3 mm sú väčšinou po okrajoch resorbované, so silnými opacitovými obrubami (Tab. I, obr. 1). Stredné časti výrastlíc sú často premenené a vyplnené zmesou chloritu, karbonátu a živcov. Pyroxény sú zastúpené hypersténom, ktorý tvorí stĺpčekovité výrastlice veľkosti okolo 1 mm. Základná hmota je variabilná, s prechodom od kryptokryštalickej cez pilotaxitickú k mikrohypidiomorfnej. Modálne zloženie andezitov je uvedené v tab. 1. (vz. 4, 5). V extruzívnom telese Lysá stráž bol v puklinách zistený chabazit (Ďuďa et al., 1981).

Rozdiely v petrografickom zložení ande-



Obr. 4. TAS diagram chemickej klasifikácie andezitov extruzívnych telies (Le Maitre, 1982). Vyznačené polia: A — bazaltický andezit, B — andezit, C — dacit, D — ryolit. 1 — pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom, 2 — augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom, 3 — pyroxenicko-amfibolický andezit.

Fig. 4. TAS diagram of chemical classification of andesites of extrusive bodies (Le Maitre, 1982). Marked fields: A — basalt andesite, B — andesite, C — dacite, D — rhyolite. 1 — pyroxene-amphibole andesite with garnet, 2 — augite-hypersthene andesite with amphibole, 3 — pyroxene-amphibole andesite.



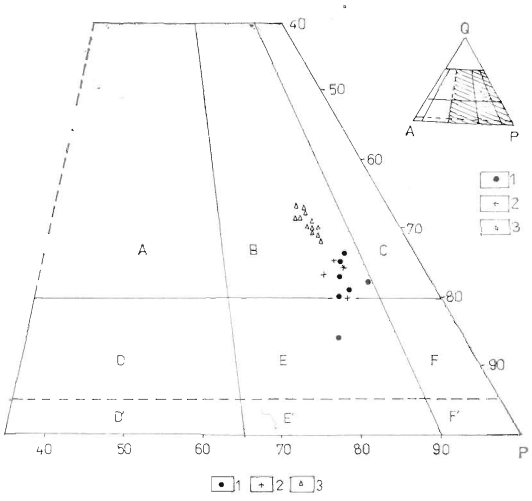
Obr. 5. Klasifikačný diagram K_2O/SiO_2 andezitov extruzívnych telies (Gill, 1981). 1—3 — ako pri obr. 4, L-K — nízkodraselné, M-K — strednodraselné, H-K — vysokodraselné.

Fig. 5. K_2O/SiO_2 classification diagram of andesite of extrusive bodies (Gill, 1981). 1—3 — see Fig. 4, L-K — low potassium, M-K — medium potassium, H-K — high potassium.

zitových extruzívnych telies sa odrážajú aj v ich chemickom zložení (tab. 3). Použili sme aj chemické analýzy z prác Bartalského et al. (1960), Čuchráča et al. (1979) a Križániho et al. (1969).

Študované horniny sa odlišujú predovšetkým svojou aciditou a možno ich rozdeliť na 2 základné skupiny. Blízke chemické zloženie majú pyroxenicko-amfibolické andezity s granátom a augiticko-hyperstenické andezity s amfibolom. Osobitnú skupinu tvoria pyroxenicko-amfibolické andezity, ktoré sú acidnejšie. Rozdiely v chemickom zložení vyššie uvedených petrografických typov andezitových extruzívnych telies, ako aj ich niektoré spoločné znaky možno dokumentovať v nasledujúcich diagramoch. V TAS diagrame (obr. 4) podľa Le Maitreho (1982) andezity prvých dvoch petrografických typov spadajú do poľa andezitov, zatiaľ čo pyroxenicko-amfibolické andezity, až na výnimky, spadajú do poľa dacitov. Analogický výsledok dosiahneme pri zobrazení vzťahu K_2O/SiO_2 (obr. 5) vo variačnom diagrame podľa Gilla (1981). Aj v tomto diagrame tvoria skúmané horniny dve odlišné skupiny. Ich spoločným znakom je však to, že projekčné body andezitov spadajú do poľa so stredným obsahom K a odlišujú sa len aciditou.

Na zaradenie skúmaných hornín sme použili Streckeisenovu (1973) klasifikáciu. Normatívne zloženie hornín je uvedené v tab. 3 a zobrazené v diagrame QAP (obr. 6). Skúmané horniny spadajú do poľa dacitov až andezitov, pričom osobitné postavenie, tak ako v predchádzajúcich diagramoch, zaujíma skupina pyroxenicko-amfibolických andezitov.



Obr. 6. Pozícia andezitov extruzívnych telies v Streckeisenovej (1973) klasifikácii. 1—3 — ako pri obr. 4, A — ryolit, B — dacit, C — plagidacit, D — kvarclatit, E — kvarclatiandezit, F — kvarcandezit, D' — latit, E' — latiandezit, F' — andezit.

Fig. 6. The position of andesites of extrusive bodies in classification by Streckeisen (1973). 1—3 — see Fig. 4, A — rhyolite, B — dacite, C — plagidacite, D — quarzlatit, E — quartzlatiandesite, F — quartzandesite, D' — latite, E' — latiandesite, F' — andesite.

TAB. 3

Chemické analýzy, normatívne zloženie andezitov, diferenciačný index (DI)
Chemical analyses, normative composition of andesite, differentiation index (DI)

	Aug.-hyp. andezit s amfibolom				Pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom							
	Ž-7	Ž-15	Ž-19	39-46/55	Ž-1	Ž-12	40-1	41-25	ZA-4/10	ZA-3/63,1	ZA-1/25	43-K--130b
SiO_2	60,04	55,72	59,30	59,13	60,17	59,10	58,71	58,25	58,38	57,43	55,32	57,38
TiO_2	0,607	0,594	0,643	0,510	0,575	0,58	0,61	0,70	0,62	0,61	0,54	0,70
Al_2O_3	17,46	16,07	18,08	15,91	17,50	17,34	16,82	18,42	16,48	16,30	16,93	18,77
Fe_2O_3	6,65	6,46	6,86	3,15	5,70	6,60	3,02	2,72	2,20	2,88	4,18	2,04
FeO	—	—	—	4,12	—	—	3,13	3,25	3,94	3,44	2,33	5,41
MnO	0,122	0,175	0,147	0,090	0,101	0,114	0,15	0,14	0,13	0,12	0,15	0,12
MgO	2,86	2,85	3,03	2,74	2,63	3,00	2,59	3,82	3,20	2,92	2,92	2,90
CaO	7,21	10,37	7,33	7,23	6,75	6,86	6,78	6,72	6,98	7,82	7,43	8,05
Na_2O	2,61	2,48	2,44	2,81	2,70	2,62	3,15	3,03	2,50	2,40	2,58	1,98
K_2O	1,49	1,49	1,43	1,68	1,27	1,37	1,81	2,12	1,46	1,32	1,40	1,10
P_2O_5	0,16	0,17	0,16	0,49	0,15	0,16	0,13	st.	—	—	—	0,12
SO_3	0,08	0,05	0,06	—	0,10	0,04	—	—	st.	0,07	st.	—
H_2O+	0,45	0,73	0,98	1,31	0,56	0,86	2,23	1,35	—	—	—	0,72
H_2O-	0,15	0,27	0,46	0,67	0,22	0,38	0,62	—	2,82	3,41	5,30	1,00
Súčet	99,89	97,43	100,92	99,84	98,43	99,02	99,75	100,52	98,71	98,72	99,08	100,29
qz	20,60	14,37	20,12	17,70	21,79	20,23	15,69	11,20	17,55	17,83	15,97	17,12
or	8,81	8,81	8,46	9,94	7,51	8,10	10,71	12,54	8,64	7,81	8,28	6,51
ab	22,06	20,96	20,62	23,75	22,82	22,14	26,62	26.62	21,13	20,28	21,81	16,73
an	31,48	28,27	34,11	25,79	31,83	31,46	26,37	29,81	29,39	29,76	30,43	39,03
di	1,26	15,39	—	5,62	—	—	5,18	2,83	4,27	7,30	5,03	0,13
hy	6,57	—	7,57	8,39	6,58	7,50	6,51	11,02	10,55	6,93	5,17	14,49
mt	—	—	—	4,57	—	—	4,38	3,94	3,19	4,18	6,06	2,96
hm	6,65	6,46	6,86	—	5,70	6,60	—	—	—	—	—	—
il	0,26	0,37	0,31	0,97	0,21	0,24	1,16	1,33	1,18	1,16	1,03	1,33
ap	0,35	0,37	0,35	1,07	0,33	0,35	0,28	—	—	—	—	0,26
c	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
DI	51,47	44,14	49,2	51,39	52,12	50,47	53,02	50,36	47,32	45,92	46,06	40,36

Pokračovanie tab. 3

	Pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom											
	ST-7	ST-17	VHJ-1/70	VHJ-1/65	42-K--133e	38-3/58	37-48/55	Ž-3	kH-1	Ž-4	Ž-5	Ž-6
SiO_2	63,89	63,15	64,43	64,02	61,48	61,17	61,38	63,76	63,80	63,47	65,49	64,95
TiO_2	0,48	0,50	0,64	0,63	0,40	0,32	0,49	0,453	0,46	0,471	0,411	0,400
Al_2O_3	17,03	16,66	16,21	16,21	18,58	16,98	18,49	17,53	16,42	17,20	16,81	16,84
Fe_2O_3	4,95	5,11	1,17	1,04	1,50	6,32	2,70	5,35	4,29	5,69	4,89	5,06
FeO	—	—	2,98	3,50	4,03	0,25	3,44	—	—	—	—	—
MnO	0,102	0,105	0,13	0,11	0,09	0,08	0,05	0,108	0,08	0,113	0,109	0,105
MgO	1,92	2,22	1,83	1,83	2,06	1,79	1,51	1,81	2,02	1,96	1,83	1,90
CaO	5,47	6,18	5,66	6,09	6,16	7,17	7,07	6,40	6,17	5,65	5,14	5,92
Na_2O	2,62	2,67	2,50	2,65	1,88	2,30	2,00	2,82	2,92	2,70	2,86	3,03
K_2O	1,87	1,74	1,85	1,72	1,42	1,48	1,50	1,61	1,72	1,76	1,75	1,65
P_2O_5	0,14	0,13	0,16	0,13	0,10	0,14	0,36	0,13	0,13	0,17	0,16	0,14
SO_3	0,07	0,04	0,07	0,07	—	—	—	0,07	—	0,07	0,04	0,07
H_2O+	—	—			1,71	1,61	0,20	0,54	—	0,89	0,68	0,38
H_2O-	0,70	0,24	2,32	1,86	0,91	0,25	0,32	0,24	—	0,35	0,35	0,26
Súčet	99,24	98,75	99,95	99,86	100,32	99,86	99,51	100,82	98,01	100,49	100,52	100,71
qz	27,30	25,11	26,73	24,94	26,55	25,16	26,09	25,28	24,29	26,48	28,87	25,90
or	11,06	10,29	10,94	10,17	8,76	8,75	8,87	9,52	9,35	10,41	10,35	9,76
ab	22,14	22,57	21,13	22,40	15,89	19,44	16,90	23,83	23,16	22,82	24,17	25,61
an	26,24	28,29	27,05	27,21	29,93	31,59	32,75	30,37	29,52	26,94	24,47	28,48
di	—	0,17	—	1,80	—	2,40	—	—	—	—	—	—
hy	4,80	5,47	8,26	8,41	10,81	3,36	7,14	4,58	8,53	4,90	4,57	4,75
mt	—	—	1,70	1,51	2,18	0,14	3,92	—	1,91	—	—	—
hm	4,95	5,11	—	—	—	6,22	—	5,35	—	5,69	4,89	5,06
il	0,22	0,22	1,22	1,20	0,76	0,61	0,93	0,24	1,03	0,24	0,23	0,24
ap	0,31	0,28	0,35	0,28	0,22	0,31	0,79	0,28	0,24	0,37	0,35	0,31
c	1,06	—	0,16	—	2,97	—	1,56	—	0,73	0,96	1,23	1,62
DI	60,50	57,97	58,80	57,51	51,20	53,35	51,86	58,63	56,8	59,71	63,39	61,27

Pokračovanie tab. 3

	Pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom									
	Ž-10	FV-4/ 5 m	FV-4/ 29 m	FV-5/ 13 m	FV-5/ 35 m	FV-6/ 18 m	FV-6/ 38 m	FV-6/ 46,5 m	FV-9/ 23,7 m	FV-9/ 32,5 m
SiO_2	59,48	64,61	64,74	64,81	64,40	65,20	65,14	64,93	64,23	64,50
TiO_2	0,595	0,40	0,38	0,37	0,40	0,37	0,37	0,41	0,40	0,37
Al_2O_3	17,47	16,94	16,91	17,11	16,93	16,80	16,77	16,60	17,04	16,75
Fe_2O_3	6,82	1,25	1,47	1,13	0,96	1,42	1,35	2,18	1,90	3,94
FeO	—	3,59	3,26	3,60	3,73	3,17	3,45	2,68	2,79	1,10
MnO	0,135	0,112	0,122	0,109	0,108	0,092	0,105	0,121	0,096	0,100
MgO	3,08	1,91	1,97	1,87	1,94	1,76	1,85	1,88	1,74	1,68
CaO	6,94	5,22	5,66	5,28	5,62	5,30	5,23	4,97	5,76	5,47
Na_2O	2,63	2,85	2,90	2,82	2,81	2,89	2,89	2,84	2,88	2,80
K_2O	1,36	1,62	1,63	1,61	1,61	1,59	1,61	1,60	1,56	1,60
P_2O_5	0,15	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
SO_3	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O+	1,29	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^-	0,57	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Súčet	100,6	98,60	99,14	98,81	98,60	98,69	98,84	98,31	98,50	98,41
qz	20,69	25,66	24,87	26,04	24,71	26,70	26,31	27,91	25,47	28,15
or	8,04	9,76	9,64	9,52	9,52	9,40	9,52	9,46	9,23	9,46
ab	22,23	24,09	24,54	23,83	23,75	24,43	24,43	24,0	24,34	23,66
an	31,80	25,26	27,45	25,56	27,25	25,66	25,31	24,02	27,94	26,50
di	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
hy	7,64	8,87	8,29	9,93	10,44	9,60	9,42	7,36	7,42	4,20
mt	—	1,81	2,13	1,64	1,39	2,06	1,96	3,16	2,76	2,80
hm	6,82	—	—	—	—	—	—	—	—	2,01
il	0,29	0,76	0,72	0,70	0,76	0,70	0,70	0,78	0,76	0,70
ap	0,33	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22
c	—	1,19	0,30	1,35	0,56	0,91	0,98	1,38	0,36	0,38
DI	50,96	59,51	59,05	59,39	57,98	60,53	60,26	61,37	59,04	61,27

Lokality:

Ž-4 — Kapušiansky hradný vrch, k. 501, pyroxenicko-amfibolický andezit; Ž-5 — Kapušiansky hradný vrch, k. 530, pyroxenicko-amfibolický andezit; Ž-6 — Fintice, činný kameňolom, pyroxenicko-amfibolický andezit; Ž-10 — severozápadne od Fintíc, k. Mravenčia, pyroxenicko-amfibolický andezit; FV-4/5 m — Fintice, okolie činného lomu, pyroxenicko-amfibolický andezit; FV-4/29 m — Fintice, okolie činného lomu, pyroxenicko-amfibolický andezit; FV-5/35 m — Fintice, okolie činného lomu, pyroxenicko-amfibolický andezit; FV-6/18 m — Fintice, okolie činného lomu, pyroxenicko-amfibolický andezit; FV-6/38 m — Fintice, okolie činného lomu, pyroxenicko-amfibolický andezit; FV-6/46,5 m — Fintice, okolie činného lomu, pyroxenicko-amfibolický andezit; FV-9/23,7 m — Fintice, okolie činného lomu, pyroxenicko-amfibolický andezit; FV-9/32,5 m — Fintice, okolie činného lomu, pyroxenicko-amfibolický andezit; ST-7 — Hubošovce — Lysá stráž, činný kameňolom, pyroxenicko-amfibolický andezit; ST-17 — Lysá stráž, k. 697, pyroxenicko-amfibolický andezit; VHJ-1/70 m — Lysá stráž, činný lom, pyroxenicko-amfibolický andezit; VHJ-1/65,0 m — Lysá stráž, činný lom, pyroxenicko-amfibolický andezit; 42-K-133e — Lysá stráž, SZ svahy, pyroxenicko-amfibolický andezit; 38-3/58 — Hubošovce — Lysá stráž, kameňolom, pyroxenicko-amfibolický andezit; 37-48/55 — Kapušiansky hradný vrch, opustený kameňolom na V strane vrchu, pyroxenicko-amfibolický andezit; Ž-3 — Kapušiansky hradný vrch, opustený kameňolom, pyroxenicko-amfibolický andezit; kH-1 — Kapušiansky hradný vrch, opustený kameňolom, pyroxenicko-amfibolický andezit; Ž-7 — Fintice, 100 m Z od kóty 353, opustený kameňolom, augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom; Ž-15 — Stráž, 730 m n. m., 50 m S od kóty; Ž-19 — Hôrky, k. 579, SZ od Fintíc, augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom; 39-46/55 — Stráž, k. 741 m, augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom; Ž-1 — opustený kameňolom na SV od Šarišského hradného vrchu, 300 m SV od k. 670, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom, Ž-12 — k. 595, Maliniak, S od Fintíc, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom; 40-1 — Šarišský hradný vrch, k. 670, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom; 41-25 — Maliniak, opustený kameňolom pod k. 595, S od Fintíc, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom; ZA-4/10 m — Maliniak, okolie opusteného kameňolomu, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom; ZA-3/63,1 m — Maliniak, okolie opusteného kameňolomu, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom; ZA-1/25 m — Maliniak, okolie opusteného kameňolomu, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom; 43-K-130 b — J od kóty 600 m, SZ od Fintíc, pyroxenicko-amfibolický andezit s granátom.

Literatúra

Bartalský, J. et al. 1960: Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Kanaš-expandujúce bridlice. *Manuskript — Geofond Bratislava, 219 s.*

Březina, J. 1960: Petrografické zhodnocení neogénních pyroklastík z východního Slovenska. *Manuskript — Geofond Praha, 68 s.*

Čuchráč, M., Dojčáková, V., Urban, V. 1979: Záverečná správa a výpočet zásob Fintice II. — dekoračný a stavebný kameň. *Manuskript — Geofond Bratislava, 76 s.*

Ďuďa, R., Černý ,P., Kaličiak, M., Kaličiaková, E., Tözsér, J., Ulrych, J., Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. slov. — Monogr., 2, Bratislava, Alfa, 98 s.*

Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Müller, P., Slávik, J., Tözsér, J., Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 75—88.*

Gill, J. 1981: Orogenetic andesites and Plate Tectonics. *Berlín, Heidelberg, New York.*

Gnojek, I. 1987: Magnetická anomálie u Bzenova JZ od Prešova. *Miner. slov., 19, 169—174.*

Harcek, J., Horváth, I., Kotras, J. 1962: Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Fintice — bentonit. *Manuskript — Geofond Bratislava, 143 s.*

Kaličiak, M., Repčok, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov S časti Slanských vrchov. *Miner. slov., 19, 401—415.*

Križáni, I. et al. 1969: Záverečná správa a výpočet zásob Záhradné — stavebný kameň. *Manuskript — Geofond Bratislava, 82 s.*

Križáni, I. et al. 1969: Záverečná správa a výpočet zásob Hubošovce — stavebný kameň k 1. 1. 1969. *Manuskript — Geofond Bratislava, 75 s.*

Kuthan, M. 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v severnej časti Prešovských hôr. *Práce Št. geol. Úst., 17, 87—174.*

Le Maitre, R. W. 1982: Numerical Petrology Statistical interpretation of geochemical data. *Amsterdam, Elsevier, 281 s.*

Lešku, B. 1956: Podrobné geologické mapovanie severnej časti Košickej kotliny na

liste Prešov. *Manuskript — Geofond Bratislava, 26 s.*

Matějka, A. a kol. 1964: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. List Zborov — Košice. *Bratislava, 254 s.*

Molnár, J. a kol. 1986: Vysvetlivky k listu 27-444 (Sabinov 4). *Manuskript — Geofond Bratislava, 90 s.*

Nemčok, J., Rudinec, R. 1983: Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásmu. *Miner. slov., 15, 501—516.*

Repčok, I. 1985: Datovanie niektorých vulkanitov Slanských vrchov a Vihorlatu metódou stôp po štiepení uránu. *Manuskript — Geofond Bratislava, 18 s.*

Slávik, J., Cmuntová, M., Horáková, M., Volfová, J. 1960: Biostratigrafické zhodnotenie vrtu Čelovce-1. *Geol. Práce, Spr., 18, 71—89.*

Slávik, J. 1968: Chronology and tectonic background of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. *Geol. Práce, Spr., 44—45, 199—214.*

Slávik, J., Čverčko, J., Rudinec, R. 1968: Geology of Neogene volcanism in East Slovakia. *Geol. Práce, Spr., 44—45, 215—239.*

Slávik, J., Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpath., XXIV, I, 23—52.*

Slávik, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. *[Dokt. dizert. práca.] Manuskript — Geofond Bratislava, 341 s.*

Slávik, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Orlický, O., Vass, D. 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich gor. *Miner. slov., 8, 319—334.*

Streckeisen, A. L. 1973: Classification and nomenclatur of plutonic rocks. IUGS subcomission on systematic of igneous rocks. *Geotimes (Washington), 18, 26—30.*

Šalát, J. 1955: Príspevok k petrografii vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a priľahlých oblastí. *Geol. Sbor. SAV, VI., 1—2, 43—64.*

Šalát, J. 1957: Petrochémia vulkanitov Prešovsko-tokajského pohoria. *Geol. Práce, Zoš., 46, 328—355.*

Thornton, C. P., Tuttle, O. F. 1960: Chemistry of igneous rocks I. Differentiations index. *Amer. J. Sci., 258, 664—684.*

Vass, D., Čverčko, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr., 82, 111—126.*

Zorkovský, V. 1953: Petrochemická povaha granátového andezitu od Záhradného na východnom Slovensku. *Geol. Sbor. SAV, III, 3—4, 27 s.*

Zorkovský, V. 1956: Chemická povaha granátu z granátového andezitu SZ od obce Veľký Šariš (vých. Slovensko). *Geol. Zbor. SAV, VII., 3—4, 321—331.*

Position and structure of neovolcanites in the Cenozoic sediments north of Prešov, East Slovakia

The area north of Prešov is built by sediments of the Central Carpathian Paleogene and Neogene among which the Neogene volcanites occur. These are formed by rhyolite volcanoclastics and extrusive andesite bodies, which are present at the surface in the narrow strip from Hubošovce to Kapušany in the axis of the longitudinal (NW—SE) Kapušany horst. The Šarišský hrad body has an excentric position. (Fig. 1). The Kapušany horst is built by the sediments of the Central Carpathian Paleogene. Since the Lower Miocene it had formed the morphological barrier, separating two individual depressions, in which the sedimentation with the autonomous development took place during the Lowermost Miocene. North of the horst there is the Čelovce depression, south of it there is the Prešov depression.

Sediments of the Central Carpathian Paleogene form the overwhelming part of the investigated area. We have defined three lithofacies here: a) The flysch member with claystones and siltstones prevailing over sandstones (the Huta Member), b) the flysch member with the equal occurrence of sadstones and claystones to siltstones (the Zuberské Member), c) the sandstone member with sandstones prevailing over claystones (the Biely Potok Member).

The Neogene sediments form the filling of the Čelovce and the Prešov depressions respectively. The Egger (only in the Prešov-1 borehole), Eggenburgian and Karpatian

sediments occur here.

In the Eggenburgian, in the sense of Wass and Čverčko (1985) we have defined two lithostratigraphical units: the Prešov Member and the Čelovce Member. The Karpatian sediments have totally different development in the Prešov area. We have defined three lithostratigraphical units here: the Teriakovce Member, the Soľná Baňa Member and the Kladzany Member.

The Neogene volcanites are represented by rhyolite volcanoclastics and andesite extrusive bodies. Rhyolite volcanoclastics as products of the initial stage of the Neogene volcanism in East Slovakia, are a part of the sedimention filling of the Eggenburgian and Karpatian age. They occur at the surface only fragmentary (west of Fintice). Centres of this volcanism are unknown.

Rhyolite tuffs in the Eggenburgian sediments from the Čelovce-1 borehole are regarded as the oldest, up to now ascertained products of the Neogene volcanism in East Slovakia (Slávik et al., 1960). The second oldest volcanogenic horizon, represented by rhyolite volcanoclastics, occurs only in the Karpatian sediments.

Andesite extrusive bodies create morphologically distinct volcanic forms, which are lineary arranged in the NW—SE direction in the longitudinal Kapušany horst, which represents the distinct volcano-tectonic zone. The Stráž body, the body northwest of Fintice and the Šarišský hrad extrusion have an excentric position. The Šarišský hrad body is situated in the volcanotectonic zone of the analogous course.

These extrusive bodies occur in the Paleogene sediments, which are contact metamorphosed by them. According to radiometric data andesite extrussion have the Middle Sarmatian age in the range of 12.0 ± 0.4—12.0 ± 0.5 m. y. (Kaličiak, Repčok, 1987). Andesite extrusions have a domatic character. Within the framework of the extrusive complex we have defined two basic groups of volcanic bodies: irregular isometric bodies and irregular elliptic bodies of extrusive-laccolithe type (Fig. 3). Andesites also differ petrographically. We have distinguished three petrographical types of andesites: pyroxene-amphibole andesite with garnet is a special type, which forms the Šarišský hrad and the Maliniak bodies respectively, the presence of garnet is its characteristic feature. Garnet forms pink rounded grains of the size to 2 cm in these andesites. Chemical composition of garnets is given in Tab. 2 (according to Zorkovský, 1956). Augite-hypersthene andesite with amphibole forms the Stráž, and Hôrky bodies and the extrusion northwest of Fintice. Pyroxene-amphibole andesite is the most spread type and it forms irregular elliptic bodies in the axis of the longitudinal Kapušany horst.

Modal composition of andesites is given in Tab. 1. Chemical compositions of andesites are given in Tab. 3. Two basic types could be distinguished among them. Pyroxene-amphibole andesites with garnet and augite-hypersthene andesites with amphibole have close chemical composition. On the other hand, pyroxene-amphibole andesites, which are more acidic, form the individual group. Chemical differences are documented by variation TAS diagram according to Le Maître (1982) and Gill (1981). The position of andesites in the classification according to Streckeisen (1973) is given in QAP diagram (Fig. 6). Investigated rocks fall in the field of dacites and andesites.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

W. Ladwein (ÖMV-AG Viedeň): **Prospekčný význam organickej geochémie v Rakúsku a genéza ropy a plynu vo viedenskej panve** (Bratislava 22. 10. 1987)

Ekonomická náročnosť vrtných prác si vynucuje prechod naftového podnikania od extenzívneho rozvoja k intenzívnemu, čo znamená potláčanie náhodnosti v situovaní vrtov a ich cieľavedomé sústreďovanie do najnádejnejších oblastí a hĺbok. Efektívnosť prieskumu sa hodnotí rýchlosťou prírastku zásob na každý nový vrt v porovnaní s náhodilým vŕtaním. Štatistiky ukázali, že zavedením geofyzikálnych metód a štruktúrneho výskumu sa efektívnosť zvýšila o 28 % a včlenením geochémie vrátane modelovania do komplexnej stratégie prieskumu o ďalších 40 %. Neexistuje jediná zázračná metóda, pomocou ktorej sa dá predpovedať, kde sa

nájdu ložiská ropy a plynu. Riziko naftového podnikania možno znižovať len zavedením a rozvíjaním nových metód výskumu a ich interdisciplinárnym prepojením. Úspešnosť naftových spoločností kdekoľvek na svete dnes závisí od toho, do akej miery sa im takúto štruktúru prieskumu podarí vybudovať.

Organicko-geochemický výskum sa do naftovej prospekcie v Rakúsku zaviedol, keď sa zisťovalo, či sa vyplatí vŕtať do hlbšieho podložia viedenskej panvy. Výskum sledoval 3 okruhy problémov: materské horniny, koreláciu ropa — ropa a ropa — materská hornina. Dosiahli sa takéto výsledky:

Materské horniny sa z hľadiska celkového obsahu organických látok (C_{org}) skúmali pyrolýzou Rock-Eval, plynovou chromatografiou a mikroskopickou fotometriou. Neogénne sedimenty majú nízky genetický potenciál (pod 1 kg CH/t horniny), obsahujú prevažne plynonosný typ kerogénu. Len v najhlbších častiach panvy dosahujú počiatočné štádium zrelosti, ktoré však ešte nestačí na vytvorenie ložiskovo významného množstva uhľovodíkov. Z neogénu však môžeme odvodzovať určitý podiel metánu biochemického pôvodu. Z predneogénnych hornín sa flyš vyznačuje veľkou heterogenitou kvality a často resedimentovaným kerogénom. Môže byť čiastočným zdrojom plynu v hĺbkach 5—7 km. Príkrovy vápencových Álp v podloží, s výnimkou niektorých slienitých a uhľonosných vrstiev, ktoré sú však objemovo nevýznamné, nemajú takmer vôbec materské vlastnosti. Autochtónny lias — doger na svahoch Českého masívu má dve fácie: deltovú a prodeltovú. Napriek tomu, že v deltových sedimentoch je obsah organického uhlíka dosť vysoký, ich terigénny pôvod, resedimentácia a s tým spojený nízky obsah vodíka sú príčinou nízkeho uhľovodíkového potenciálu (pod 2 kg CH/t horniny). Deltové súvrstvia obsahujú kerogén morského pôvodu, avšak jeho koncentrácia je nižšia (pod 2 % C_{org}), čo znižuje ich materský potenciál. Autochtónny lias — doger dosahuje zónu tvorby v hĺbkach pod 4 km a môže byť len zdrojom plynu a menšieho množstva kondenzátu.

Najlepšie materské vlastnosti má panvová (pelitická) redukčná fácia autochtónneho malmu. Koncentrácia organických látok je väčšinou 1—2 % C_{org}, kerogén je typu II—III, čiastočne morského pôvodu, celkový uhľovodíkový potenciál je 2—5 kg CH/t horniny. Takéto sedimentárne horniny sa v celosvetovom meradle považujú za stredne kvalitné ropomaterské horniny. Zónu tvorby ropy (ropné okno) dosahujú v hĺbke 4—6 km a hlbšie sú dobrým zdrojom plynu.

Korelácie ropa — ropa a a ropa — materská hornina sú druhou najdôležitejšou oblasťou geochemického výskumu. Sú založené na analýzach geochemických fosílií kapilárnou plynovou chromatografiou a jej kombináciou s hmotnostnou spektrometriou, čiastočne tiež na izotopickom výskume. Výsledky ukázali, že ropa z veľkej väčšiny ložísk v neogéne a vo flyšovom aj mezozoickom podloží vznikla z autochtónneho malmu v pokročilom štádiu zrelosti. Iba niektoré ojedinelé výskyty ropy majú pôvod v autochtónnom liase — dogeri. To, že sa mnohé ropy líšia v hustote a obsahu parafínov, je dôsledkom biodegradácie (tá pri teplotách nad 65 °C ustáva), ako aj premývania vodami a deasfaltizácie (druhotným preplynením).

V celopanvovom meradle vzniklo hlavné množstvo ropy v slieňoch a ílovcoch autochtónneho malmu v oblastiach, kde boli prekryté príkrovmi flyšu a Vápencových Álp, ako aj neogénnou výplňou viedenskej panvy. Hlavná fáza tvorby nastala až po dosunutí príkrovov. Migrácia, ktorá začala začiatkom neogénu, prebiehala vo vertikálnom smere hlavne pozdĺž zlomov a vztýčených vrstiev mezozoických príkrovov, cez ktoré prenikli uhľovodíky až do neogénnych súvrství, v menšej miere prebiehala migrácia aj z autochtónu do flyšu. Tam, kde je autochtón v hĺbke menej ako 4 km (molasová predhlbeň), je ako materské súvrstvie nezrelý a plyn má zväčša biochemický pôvod. Čím ďalej od Českého masívu, tým viac sa autochtónny malm stáva zrelým zdrojom ropy a pod najmocnejším komplexom príkrovov mezozoických karbonátov už zdrojom plynu.

Na základe geochemického modelu genézy uhľovodíkov vo viedenskej panve je ďalší prieskum sústredený na pasce prepojené migračnými cestami s predpokladaným rozšírením autochtónneho malmu v zrelom štádiu, t. j. hlbšie ako 4 km. V týchto oblastiach sú dnes realizované nákladné hlboké vrty, ktoré spolu s uhľovodíkmi prinášajú materiál pre novú etapu geochemickej prospekcie.

Mineralia slov.
20 *(1988), 5, 455—461*

Paleogénne súvrstvie a jeho mezozoické podložie v Spišsko-šarišskom medzihorí (vrt Plavnica—1)

ANNA KULLMANOVÁ*, RUDOLF RUDINEC**

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

Doručené 27. 8. 1987

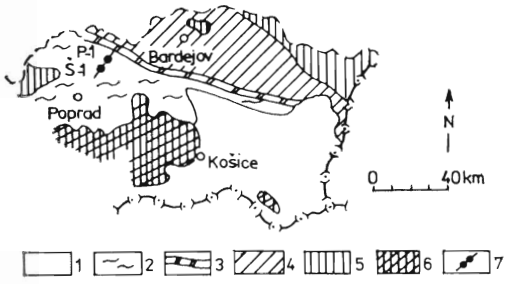
Палеогенные свиты и их мезозойская почва в Спишско-шаришском межгории (скважина Плавница-I)

Глубокой скважиной Плавница-I были пробурены на глубину 2705 м осадки внутрокарпатского палеогена и в интервале 2705—3500 метра мезозойские осадки. Во флишевых секвенциях палеогена (интервал 1350—2275 м) пробурилось несколько толщь интраформационных конгломератов. На глубине 2306—2657 м. пробурилась 300 метровая толща плиты (мегакласт) светлых трещиноватых доломитов. Мезозойскую почву (глубина 2705—3500 м.) представляют тёмносерые и органогенно-детритические известняки стратиграфически приуроченных лиасу-догеру, известково-песчанные глины возможно верхнетриасового возраста, пёстрые свиты карпатского койпера и в самой нижней части скважины находятся тёмносерые дымчатые известняки и серые доломиты среднетриасового возраста.

Повышенноё содержание углеводородов (8—32,8 %) установлено только во верхней части трещиноватых толщь где были определены притоки (максимально 4,5 л/сек) минерализованных (9—10 гр.l^{-1}) соляной термальной воды.

Paleogene sequence and its Mesozoic underlier in the Spišsko-šarišské medzihorie Mts. (the Plavnica-1 drilling)

The Plavnica deep drilling (3,500 m final depth) pierced sediments of Central Carpathian Paleogene from the surface to 2,705 m depth and their Mesozoic underlier to the final depth. Several levels of intraformational conglomerate have been found in flysch sequences of Paleogene age between 1,350—2,275 m. A 300 m thick body (megaclast) of light-coloured fissured dolomite occurs between 2,306—2,657 m depths. The Mesozoic underlier (2,705—3,500 m interval) is represented by dark-grey lime mudstone and organodetritic limestone of Liassic to Doggerian age, variegated Carpathian Keuper beds and, in the deepest parts of the drilling, by dark-grey to grey lime mudstone and grey dolomite of Middle Triassic age. Higher hydrocarbon content reaching 8—32,8 % has only been found in upper levels of fissured dolomite layers where inflows (max. 4.5 $l.s^{-1}$) of mineralized (9—10 $g.l^{-1}$) thermal brines have been stated.



Obr. 1. Geologická mapa širšieho okolia vrtu Plavnica-1. 1 — východoslovenský neogén, 2 — vnútrokarpatský paleogén, 3 — bradlové pásmo, 4 — magurský príkrov, 5 — duklianska jednotka, 6 — predpaleogénne súvrstvia v celku, 7 — situácia geologického rezu.

Fig. 1. Geological map of the wider surroundings of the Plavnica-1 drilling. 1 — East Slovakian Neogene, 2 — Central Carpathian Paleogene, 3 — The Pieniny Klippen Belt, 4 — Magura nappe, 5 — Dukla Unit, 6 — Pre-Paleogene units, 7 — geological profile site.

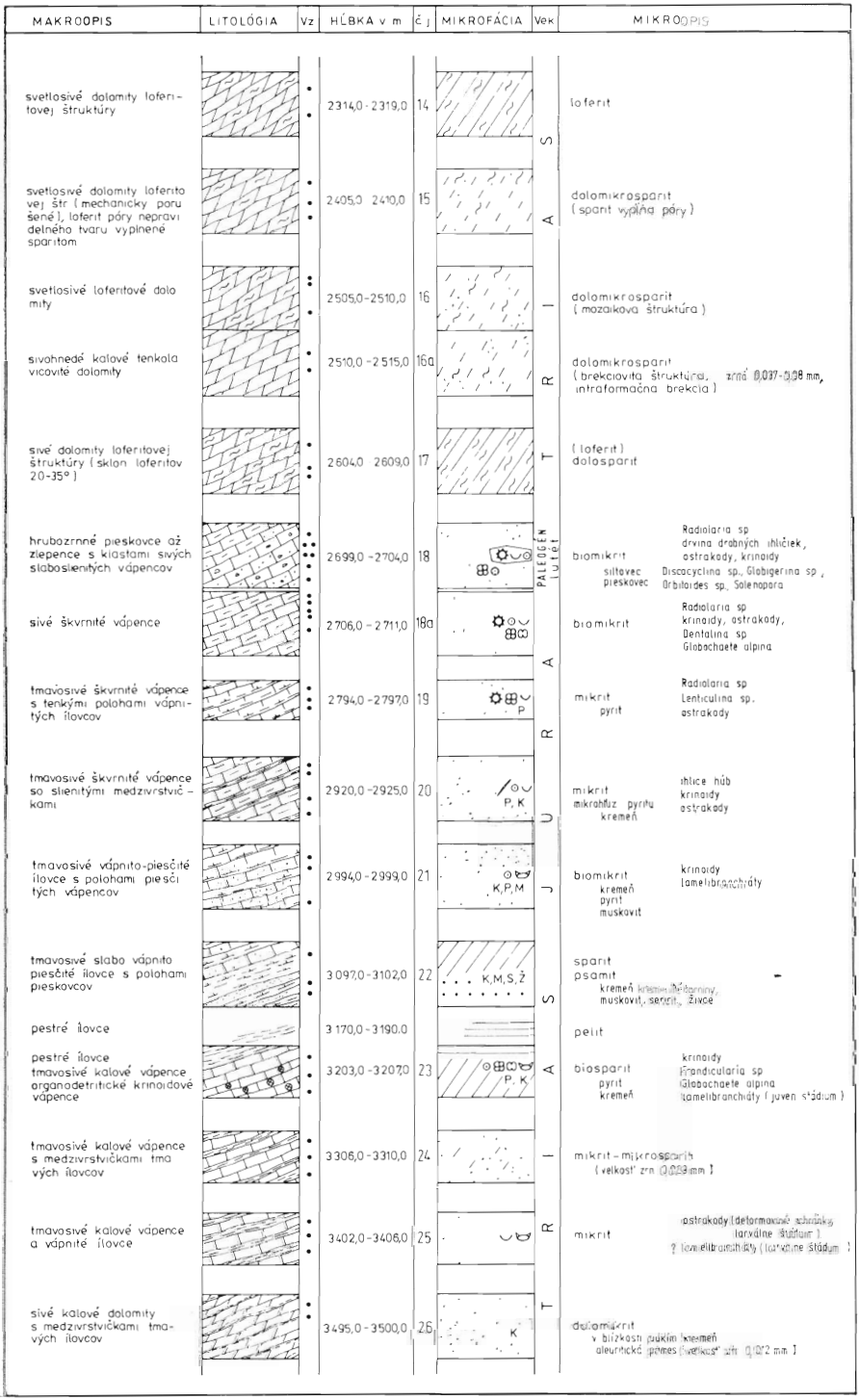
V rámci geologického výskumu zameraného na vyhľadávanie ropy a plynu v pribradlovom pásme bol v roku 1983 realizovaný vrt Plavnica-1. Podľa geografického členenia (Mazúr et al., 1980) bol vrt lokalizovaný v Ľubovnianskej kotline Spišsko-šarišského medzihoria cca 3 km od obce Plavnica (obr. 1). V hĺbke 0,0—2 705,0 m prevŕtal sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, v hĺbke 2 705,0—3 500,0 m mezozoické sedimenty krížňanského príkrovu (obr. 2, 3).

Paleogén

Navŕtané paleogénne sedimenty vo vrte Plavnica-1 na základe litologickej odlišnosti rozdeľujeme na dve časti: vrchnú časť 0,0—1 330,0 m reprezentujú šambronské vrstvy zastúpené tmavými ílovcami s drobovými vápnitými pieskovcami. Spodnú časť po litologickej stránke tvorí flyšové súvrstvie ílovcov a pieskovcov. Charakteristickým litologickým znakom skúmaného súvrstvia sú polohy intraformačných zlepencov. Vyskytujú sa v hĺbke: 1 330,0—1 445,0 m, 1 665,0—1 860,0 m, 1 893,0—1 975,0 m, 2 200,0—2 275,0 m, 2 699,0—2 704,0 m. Z petrografického hľadiska sú to polymiktné zlepence. Na zložení sa podieľajú sedimentárne, vyvrené a metamorfované horniny. Zo sedimentárnych hornín prevládajú obliaky vápencov a dolomitov. Karbonáty sú mikritové a mikrosparitové. Pravdepodobne sa jedná o horniny triasového veku. Pritomné obliaky jemnozrnných kremenitých pieskovcov, pieskovcov s organogénnou prímesou ílovcov a prachovcov pravdepodobne pochádzajúcich z redeponovaných flyšových súvrství. Zriedkavo sa vyskytujú obliaky žilného kremeňa a kvarcitov. Z metamorfovaných hornín boli zistené muskovitické-sericitické kvarcitové ruly a zelené bridlice. Vyvrené horniny sú zastúpené metamorfovanými granitoidmi a zmenenými bázickými horninami. Základnú hmotu zlepencov tvorí hrubozrnný až jemnozrnný pieskovec. Po mineralogickej stránke zodpovedá arkózovým pieskovcom alebo drobám. V základnej hmote často zisťujeme väčší percentuálny obsah ílovo-vápnitého komponentu. Ťažké minerály sa vyskytujú sporadicky a tvoria ich zirkón, granát, apatit.

Vyššie opísané polohy zlepencov navŕtané vo vrte Plavnica-1 korelujeme s analogickými horninami vo vrte Šambron-1 (Nemčok et al., 1977; obr. 3). V hĺbkovom intervale 2 306,0—2 609,0 m bola zistená hrubá poloha svetlosivých (miestami pigmentovaná na hnedo) hrubozrnných dolomitov. Pozorujeme tu tlakové pukliny vyplnené svetlým hrubozrnným kalcitom.

Obr. 2. Litologicko-mikrofaciálny profil vrtu Plavnica-1 (Kullmanová, 1987). ▶
Fig. 2. Lithological and microfacial profile of the Plavnica-1 drilling (Kullmanová, 1987).


MAKROOPIS
LITOLÓGIA
Vz
HĹBKA v m
č. j.
MIKROFÁCIA
Vek
MIKROOPIS
svetlosivé dolomity loferitovej štruktúry
2314,0 - 2319,0
14
loferit
svetlosivé dolomity loferitovej štr. (mechanicky porušené), loferit póry nepravidelného tvaru vyplnené sparitom
2405,0 2410,0
15
dolomikrosparit (sparit vypĺňa póry)
svetlosivé loferitové dolomity
2505,0-2510,0
16
dolomikrosparit (mozaiková štruktúra)
sivohnedé kalové tenkolavicovité dolomity
2510,0 - 2515,0
16a
dolomikrosparit (brekciovitá štruktúra, zrná 0,037-0,08 mm, intraformačná brekcia)
sivé dolomity loferitovej štruktúry (sklon loferitov 20-35°)
2604,0 2609,0
17
(loferit) dolosparit
hrubozrnné pieskovce až zlepence s klastami sivých slabosilicitých vápencov
2699,0 - 2704,0
18
PALEOGÉN (LUTÉT)
biomikrit siltovec pieskovec
Radiolaria sp drvina drobných ihličiek, ostrakody, krinoidy
Discocyclina sp., Globigerina sp., Orbitoides sp., Solenopora
sivé škvrnité vápence
2706,0 - 2711,0
18a
biomikrit
Radiolaria sp krinoidy, ostrakody, Dentalina sp Globochaete alpina
tmavosivé škvrnité vápence s tenkými polohami vápnitých ílovcov
2794,0 - 2797,0
19
mikrit pyrit
Radiolaria sp Lenticulina sp. ostrakody
tmavosivé škvrnité vápence so silicitými medzivrstvičkami
2920,0 - 2925,0
20
mikrit mikrahľuz pyritu kremeň
ihlice húb krinoidy ostrakody
tmavosivé vápnito-piesčité ílovce s polohami piesčitých vápencov
2994,0 - 2999,0
21
biomikrit kremeň pyrit muskovit
krinoidy lamelibranchiáty
tmavosivé slabo vápnito piesčité ílovce s polohami pieskovcov
3097,0 - 3102,0
22
sparit psamit kremeň muskovit, sericit, živce
pestré ílovce
3170,0 - 3190.0
pelit
pestré ílovce tmavosivé kalové vápence organodetritické krinoidové vápence
3203,0 - 3207,0
23
biosparit pyrit kremeň
krinoidy Frondicularia sp Globochaete alpina lamelibranchiáty (juvenilné štádium)
tmavosivé kalové vápence s medzivrstvičkami tmavých ílovcov
3306,0 - 3310,0
24
mikrit - mikrosparit (veľkosť zrn 0,023 mm)
tmavosivé kalové vápence a vápnité ílovce
3402,0 - 3406,0
25
mikrit
ostrakody (deformované schránky, larválne štádium) ? lamelibranchiáty (larválne štádium)
sivé kalové dolomity s medzivrstvičkami tmavých ílovcov
3495,0 - 3500,0
26
dolomikrit v blízkosti pukliny kremeň aleuritická (priemer veľkosť zrn 0,02-2 mm)
S
A
I
R
T
J
U



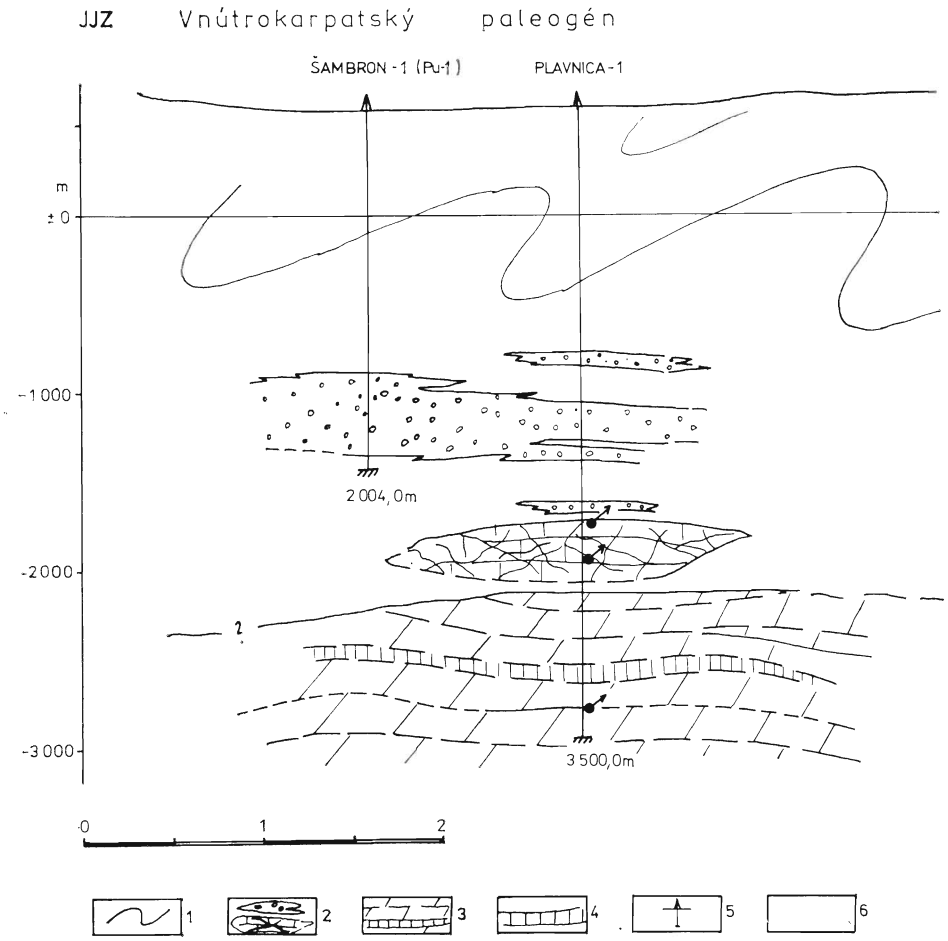
Výbrusová analýza poukazuje, že sa jedná o dolomikrosparity, často sprevádzané loferitovou štruktúrou. Skúmané horniny nie sú faunisticky preukázané, ale s najväčšou pravdepodobnosťou sú triasového veku. Stratigrafické začlenenie sedimentov vnútrokarpatského paleogénu je mikrofaunisticky doložené. V podloží dolomitov v hĺbke 2 699,0—2 704,0 m sa vo vápencových klastoch zlepencov vyskytujú paleogénne mikrofosílie zastúpené jedincami: *Discocyclina sp., Globigerina sp., Orbitoides sp., Solenopora sp., Lenticulina sp.* Podľa určenia Salaja in Kullmanová (1987) navŕtaná hornina s určitosťou patrí do lutétu.

Mezozoikum

V podloží vyššie opísaného paleogénu boli navŕtané mezozoické sedimenty. Na základe výsledkov litológie a mikrofaciálnej analýzy sme v hĺbke 2 705,0—3 500,0 m vyčlenili nasledujúce litostratigrafické jednotky.

V hĺbke 2 705,0—3 170,0 m sa vyskytujú tmavosivé slienité, miestami škvrnité vápence s medzivrstvičkami vápnitých ílovcov. V spodnej časti skúmaného hĺbkového intervalu zisťujeme piesčité ílovce s polohami pieskovcov. Skúmané vápence sú mikrity a zriedkavo sú prítomné biomikrity a psamity. Výbrusová analýza poukazuje, že sa jedná o vápence chudobné na mikrofosílie. Ojedinele sa vyskytujú prierezy rádiolárií, ktoré sa vo výbrusových preparátoch javia ako fantómy po rádiolériách. Litologický charakter a mikrofaciálny obsah skúmaných vápencov sa zhoduje s horninami liasového — dogerského veku.

V hĺbkovom intervale 3 170,0—3 200,0 m boli navŕtané sivozelené a červenohnedé ílovce s polohami svetlosivých kremencov. S určitosťou sú reprezentantom karpatského keuprú a stratigraficky patria



Obr. 3. Priečny geologický rez vrtmi Šambron-1 a Plavnica-1 (Rudinec, 1987). 1 — vnútrokarpatský paleogén, 2 — intraformačné telesá v paleogéne (zlepenec, rozpukané dolomity), 3 — mezozoikum (jura-trias), 4 — pestré súvrstvie karpatského keupru, 5 — hlboké vrty, 6 — prítok termálnych vôd.

Fig. 3. Transversal geological profile across the Šambron-1 and Plavnica-1 drillings (Rudinec, 1987). 1 — Central Carpathian Paleogene, 2 — intraformational bodies in Paleogene beds (conglomerate, fissured dolomite), 3 — Mesozoic (Jurassic to Triassic), 4 — variegated Carpathian Keuper beds, 5 — deep drilling, 6 — thermal water inflow.

do obdobia vrchného triasu — noru.

Hĺbku 3 203,0—3 500,0 m reprezentujú štyri vrtné jadrá. Prvé tri jadrá 3 203,0—3 207,0 m, 3 306,0—3 310,0 m, 3 402,0—3 406,0 m po litologickej stránke tvoria tmavosivé kalové vápence, organodetritické vápence s medzivrstvičkami tmavých ílovcov. Po mikrofaciálnej stránke sú to mikrity, mikrosparity s organogénnymi klastami a biosparity. Prítomné mikrofosílie sú rekryštalované a vyskytujú sa v nepatrnom množstve. Zistili sme krinoidové články, ostrakódy, ihličky húb, Globochaete alpina Lombard, Frondicularia sp. a prierezy lamelibranchiátových schránok (juvenilné štádium). I keď uve-

dená mikrofauna nemá stratigrafickú hodnotu, na základe korelácie s horninami vystupujúcimi na povrch horniny z uvedeného intervalu začleňujeme do triasu.

S prihliadnutím na výsledky geofyziky, predovšetkým seizmiky, a ich regionálnu koreláciu s vrtom Šariš-1, Lipany-1, Lipany-2 sa zdá veľmi pravdepodobné, že mezozoické podložie vo vrte Plavnica-1 je reprezentované krížňanským príkrovom, ktorý tu má regionálne rozšírenie (obr. 3).

Z ropnogeologického hľadiska medzi najvýznamnejšie pozitívne zistenia patrí výskyt výborných kolektorov tvorených hlavne rozpukanými dolomitmi, ktoré vystupujú ako kryha v paleogéne, ako aj mezozoické dolomity v podloží. Tie sú vo vrte Plavnica-1 sýtené stredne až silne mineralizovanými (9—10 $g.l^{-1}$) slanými termálnymi vodami (preliv 2,0—4,6 $l.s^{-1}$) v sprievode hlavne CO_2 (Rudinec, Smetana, 1987). Zaujímavý je zvýšený podiel uhľovodíkov v plyne z hĺbky 3 440,0—3 500,0 m, ktorý dosiahol 32,8 %.

Literatúra

Kullmanová, A. 1987: Petrografické vyhodnotenie mezozoického podložia z hlbinného vrtu Plavnica-1. *Manuskript — Geol. ústav D. Štúra Bratislava, 5 s.*

Mazúr, E. et al. 1980: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. *SAV Bratislava.*

Nemčok, J. et al. 1976: Štruktúrny vrt PU-1 Šambron (Ľubovnianska vrchovina). *Region. Geol. Západ. Karpát, 8, 72 s.*

Řehánek, J. 1986: Petrografická analýza vrtných jadier z vrtu Plavnica-1. *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Rudinec, R., Řeřicha, M. 1983: Projekt geologických prác „Vyhľadávací prieskum na živice — vnútorný flyš", oblasť Plavnica. *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Rudinec, R., Smetana, J. 1987: Termálne vody pri Ľubovnianskych kúpeľoch na východnom Slovensku (vrt Plavnica-1). *Manuskript — archív MND Michalovce.*

Zádrapa, M. 1986: Petrografická analýza vrtných jadier a vrtnej drve z vrtu Plavnica-1. *Manuskript — MND Michalovce.*

Paleogene sequence and its Mesozoic underlier in the Spišsko-šarišské medzihorie Mts. (the Plavnica-1 drilling)

The Plavnica-1 deep drilling (Fig. 1) has been deepened in the frame of hydrocarbon prospection into 3,500 m final depth. The drilling site is about 3 km SSW from Plavnica village in the Ľubovnianska kotlina basin of the Spišsko-šarišské medzihorie Mts. within Central Carpathian Paleogene unit near the Pieniny Klippen Belt (klippen-near zone).

The drilling traversed sediments of the Central Carpathian Paleogene till to 2,705 m from the surface and then Mesozoic sediments of the Krížna nappe down to its 3,500 m final depth.

The drilled Central Carpathian Paleogene sediments may be subdivided, according to their lithology and tectonics, into two parts. The upper part to about 1,350 m depth is represented by flysch sediments of the Šambron member, where claystone prevails over sandstone and the sequence displays folded-sliced internal deformations. In the lower part (1,350—2,270 m), Paleogene beds are dipping at lower angles (5—15°) and contain several layers of intraformational conglomerate. The rock is a polymict conglomerate to breccia with dominant carbonate cobbles. This conglomerate is similar to the type found in Šambron-1 drilling (Pu-1; Nemčok et al., 1977).

A body of light-grey fissured dolomite has been pierced between 2,306—2,657 m which is of unknown stratigraphic age due to the lack of microfossils. It may but merely be stated that the dolomite is of Triassic age.

The Mesozoic underlier to Paleogene strata is composed of the following lithostratigraphic units (Fig. 2):

Dark grey and in places spotted organodetritic limestone with calcareous-arenaceous layers and with marlstone or sandstone intercalations occur in the 2,705—3,170 m depth interval. The suite is poor in faunal remnants, but according to lithology, superposition and correlation with surficial and well dated sequences, a Liassic to Doggerian age may be presumed (Kullmanová, 1987). Greyish-green and reddish-brown claystone with layers of light-grey fine-grained quartz

arenite represents Carpathian Keuper beds in 3,110—3,203 m depth.

Dark lime mudstone, organodetritic limestone with interçalations of dark calcareous to dolomitic claystone occurs between 3,203—3,500 m in which layers of dark fissured dolomite are present in several levels (3,335—3,340 m, 3,445—3,500 m). The suite is of Triassic age.

Considering results or geophysical measurements and regional correlations with data obtained from Šariš-1, Lipany-1 and 2 drillings, it appears probable that the Mesozoic underlier in the Plavnica-1 drilling is part of the Krížna nappe which is of regional extent in the klippen-near zone. Unfortunately, proper relations between the Paleogene and Mesozoic within the Pieniny Klippen Belt may, from the available seismic data, not be interpreted (Fig. 3).

From the viewpoint of hydrocarbon geology, a positive result is the presence of such excelent collector rocks as the fissured dolomite. In the Plavnica-1 drilling, this dolomite is saturated by moderately to strongly mineralized (9—10 $g.l^{-1}$) thermal brines containing carbon dioxide. Yields of this water are fluctuating between 2,0—4,0 $l.s^{-1}$ (Rudinec, Smetana, 1987).

The higher content of hydrocarbon in the natural gas inflow from 3,440—3,500 m depth is interesting; the total hydrocarbon content reached up to 32,8 %.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ch. W. Spencer (USA): **Anomálne vysoké vrstvové tlaky a tvorba uhľovodíkov v oblasti Skalistých hôr v USA** (Bratislava 29. 9. 1987)

Anomálne vysoké tlaky (AVT), správnejšie nadhydrostatické pórové tlaky fluíd, sú rozšíreným javom v hlbších častiach väčšiny paniev v oblasti Skalistých hôr (Rocky Mountains), kde teplota prevyšuje 90 °C. Na vzniku AVT sa podieľajú viaceré činitele. Dehydratácia pórov pri kompakcii a termálne vody hlbokého obehu môžu len čiastočne prispieť k lokálnemu zvýšeniu ložiskových tlakov. Za jeden z možných procesov vzniku AVT sa považuje transformácia smektitu na illit spojená s jeho dehydratáciou. Väčší význam sa jej pripisuje v oblasti Mexického zálivu a v iných panvách s rýchlou akumuláciou sedimentov. Hlavným mechanizmom vzniku AVT celopanvového rozsahu sa však ukazuje byť katagenetický (tepelno-diagenetický) vznik uhľovodíkov pri zrení kerogénu v materských horninách. V panvách oblasti Skalistých hôr je o tom viacero dôkazov.

Výskyt AVT je viazaný na zóny aktívnej tvorby uhľovodíkov, t. j. v hĺbkach, kde odraznosť vitrinitu v roponosných horninách je nad 0,6 %, v plynonosných horninách nad 0,7 %. V ílovcoch s nízkym obsahom kerogénu a nízkym uhľovodíkovým potenciálom sa AVT nevyskytujú. Hlavnou fluidnou fázou v tlakových zónach sú uhľovodíky bez diskrétneho rozhrania plyn — voda alebo ropa — voda. Prítoky vody nastávajú až po poklese tlaku odčerpaním uhľovodíkov.

Tam, kde boli súvrstvia vyzdvihnuté, nadložie erodované, horniny ochladené, ustáva tvorba uhľovodíkov a AVT vyhasínajú. Ak erózia prebehla len pred niekoľkými miliónmi rokov, vyskytujú sa ešte reziduálne AVT pri teplotách pod 90 °C. Čím dávnejšie však „utíchol motor" nadhydrostatických tlakov (katagenetická tvorba uhľovodíkov), tým viac poklesli AVT na hydrostatickú hodnotu. Preto sa AVT vyskytujú hlavne v mladších jednotkách.

V hĺbkach, kde sa tlaky fluíd približia hranici pevnosti hornín (litostatickému tlaku), dochádza k vzniku mikrotrhlín, hlavne vertikálneho smeru. Pri ich roztvorení uniká ropa a plyn z pretlakovej zóny do priestorov s nižším tlakom: z ílovcov do pieskovcov a prevažne v smere nahor. Toto prírodné štiepenie kompaktných kolektorov, materských i krycích hornín je znásobené, ak okrem AVT pôsobí aj orogénny tlak (stres). V dôsledku toho AVT nepresahujú hodnotu litostatického tlaku a pod zónou štiepenia obyčajne pozorujeme pokles gradientu tlaku fluíd. Vďaka sieti mikrotrhlín uhľovodíky väčšinou migrujú až do konvenčných kolektorov s normálnymi tlakmi, v ktorých vytvárajú súvislú fázu, ktorá je pôsobením kapilárnych síl schopná ďalšej migrácie.

Pri ťažbe v nízko pórovitých súvrstviach s veľkým zastúpením tesniacich horizontov signalizujú zóny nadhydrostatických tlakov horniny nasýtené uhľovodíkmi, ktorých produkčná kapacita je, vďaka tlakovej energii zvýšená. Najnádejnejších býva vrchných 300—600 m zóny AVT, kde okrem aktívnej

tvorby uhľovodíkov je aj relatívne najpriaznivejšia porozita a permeabilita.

Aby sme poznali vznik, migráciu a akumuláciu uhľovodíkov v podmienkach vysokých tlakov, výskum treba orientovať na štúdium teplotných a tlakových podmienok v panve, na štúdium zlomovej tektoniky a fyzikálnych vlastností hornín, na organickú geochémiu (pôvod a korelácia uhľovodíkov), ílovú mineralógiu a sedimentárnu petrológiu (cementácia pórov a kapilár, jej vplyv na kolektorské a tesniace vlastnosti).

Oblasti a hĺbkové zóny s nadhydrostatickými tlakmi fluíd predstavujú nádejnú sféru podnikania v USA, ktorá pre technologické prekážky nebola v minulosti dostatočne preskúmaná a zužitkovaná.

J. Franců, J. Milička: **Podmienky pre tvorbu uhľovodíkov vo viedenskej a východoslovenskej panve** (Bratislava 17. 12. 1987)

Geochemické štúdium vzniku ropy a zemného plynu si kladie za cieľ zodpovedať na otázky: 1. ktoré sedimenty majú najlepšie látkové predpoklady na tvorbu uhľovodíkov, 2. v akých hĺbkach a oblastiach sú optimálne podmienky pre tvorbu ropy a plynu, 3. kedy a kde sa nádejné horniny dostali do optimálnych podmienok tvorby („kuchyne") prírodných uhľovodíkov.

Geochemický výskum, ktorý vykonáva Geologický ústav SAV Bratislava v spolupráci s ÚÚG Praha (pobočka Brno) a s Moravskými naftovými dolmi v Michalovciach a Hodoníne rieši túto problematiku jednak analýzou organických látok (paralelne tiež ílových minerálov), a jednak historicko-genetickým modelovaním.

Z geochemických analýz vyplýva, že materské horniny tak vo východoslovenskej, ako aj vo viedenskej panve obsahujú plynonosný typ kerogénu. Diagenetická a katagenetická premena organických látok prebieha v obidvoch panvách s nápadne odlišnou intenzitou, resp. hĺbkovým gradientom. Dobrými indikátormi stupňa zrelosti kerogénu sú odraznosť vitrinitu a teplota T_{max} pyrolýzy Rock-Eval. Podľa nich je organická hmota vo východoslovenskej panve v hĺbke 2 km v takom štádiu premeny ako vo viedenskej panve v hĺbke 4 km.

Pomocou pyrolýzy Rock-Eval je určený obsah viazaných uhľovodíkov, ktorý predstavuje dosiaľ nezužitkovaný materský potenciál, a obsah voľných uhľovodíkov, ktoré sa pri zrení kerogénu „vypotili". V hĺbkovej zóne, z ktorej sa vo východoslovenskej panve intenzívne vyčerpáva materský potenciál kerogénu, je v ílovcoch relatívne najväčšia koncentrácia produktov zrenia — voľných bitúmenových uhľovodíkov. Daný hĺbkový interval označujeme ako hlavnú zónu tvorby uhľovodíkov. Jej hranice zhruba zodpovedajú aj kritickým hodnotám odraznosti vitrinitu a teploty T_{max} pyrolýzy udávaným pre mnohé plynonosné panvy sveta.

Vo východoslovenskej panve je zóna tvorby medzi 2 až 3,5 km, vo viedenskej panve je od 4 km hlbšie a triasové lunzské vrstvy v podloží neogénu v hĺbke 5 km (vrt Kuklov-3) ešte nie sú vo vrcholnom štádiu tvorby. Obdobný výskum v rakúskej časti viedenskej panvy zistil, že autochtónne mezozoikum svahov Českého masívu je v zóne tvorby až do 6 km, t. j. pod príkrovovým podložím neogénnej viedenskej panvy.

Hlavnú zónu tvorby kvapalných uhľovodíkov alebo následnú zónu krakovania, kde vzniká vlhký a napokon až suchý plyn, možno vymedziť aj pomocou matematického modelovania. Ako vstupné údaje slúžia mocnosti litostratigrafických jednotiek, paleogeografia, absolútne veky, kompakcia (porozita), historický a recentný geotermický gradient. Najskôr sa zostroja krivky rýchlosti akumulácie a prekrytia sedimentov. Vypočíta sa celková tepelná expozícia každého horizontu (index TTI), ktorá číselne vyjadruje stupeň katagenetickej premeny sedimentárnej horniny. Veľmi dôležité je analytickými údajmi overovať, či vymedzený stupeň premeny súhlasí s geochemicky zistenou skutočnosťou. Vo väčšine vrtov z východoslovenskej a viedenskej panvy bola zhoda modelu a analýz potvrdená. Rozporné prípady naopak upozornili na eróziu súvrství, ktoré dnes v profiloch chýbajú.

Kritické hodnoty indexu TTI (empiricky overené) umožňujú hĺbkovo ohraničiť zóny tvorby a krakovania nielen v súčasnosti, ale aj v rôznych etapách vývoja panvy a určiť tak geologické obdobie, keď v nádejnom súvrství prebiehali procesy vzniku uhľovodíkov a keď sa mohla začať ich migrácia z materských do kolektorských hornín.

Mineralia slov.
20 *(1988), 5, 463—471*

K charakteristike zlatonosného pyritu na ložisku Pezinok-Kolársky vrch, Vinohrady

PETER ANDRÁŠ*, FRANTIŠEK CAŇO**, GÉZA NAGY***

* Geologický ústav CGV Slovenskej akadémie vied, oddelenie nerastných surovín, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica
** Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava
*** Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatólaboratóriuma, Budaőrsi út 45, 1112 Budapest

Doručené 9. 6. 1987

К характеристике золотосодержащего пирита месторождения Пезинок-Коларовская гора, Виноградьі, Западная Словакия

Золотосодержащий пирит-II гидротермального происхождения, парагенетически сопровождают дымчатый кварц и золотосодержащий арсенопирит-I, который моложе сингенетического пирита-I колчеданного оруденения и старше чем пирит-III который является составной частью гидротермального антимонитового оруденения. Геохимически-минералогические исследования золотосодержащего пирита-II подтвердили, что он отличается вкрапленными текстурами. Для морфологии кристаллов типично идиомрфное развитие. Зёрна часто выразительно вторично изменённые. Их зональность способствует переменчивые содержания мышьяка (0,X—X %) и меньше меди (0—0.X %). Золото в пирите-II оптически незамечается.

Contribution to the characteristics of gold-bearing pyrite on the Pezinok-Kolársky vrch, Vinohrady deposit, Western Slovakia

The gold-bearing pyrite II of hydrothermal origin is paragenetically associated with black quartz and it is, together with gold-bearing arsenopyrite I, younger than the syngenetic pyrite I of the sulphidic association. To the contrary, pyrite II is older than pyrite III which is already part of the subsequent antimony ore. Geochemical investigation into pyrite II revealed impregnation structures in which single crystals display typical idiomorphic shapes. Frequently, single grains carry strong subsequent corrosion marks. The zoning in single crystals is expressed by varying arsenic content (0.X—X %) or, less frequently, even by copper content (0—0.0X %). Visible natural gold was not found to occur in pyrite II.

Najstaršia literatúra (Andrian, Paul, 1864), ktorá uvádza na ložisku Pezinok výskyt pyritu, nerozlišuje medzi syngenetickým starším a hydrotermálnym mladším pyritom. Syngenetický submarinno-vulkanický pyrit I, ktorý sa viaže predovšetkým na polohy čiernych bridlíc, tzv. produktívnych zón, opísal Polák (1956) a Cambel (1956). Cambel (1959) opísal hydrotermálny pyrit dvoch generácií, kto-

rý už detailnejšie nerozlišuje (ďalej označovaný ako pyrit III). Tento pyrit je parageneticky spätý s arzénovou a antimónovou mineralizáciou.

Andráš (1983) a Polák (1986) uvádzajú, že popri hydrotermálnom pyrite, ktorý opísal Cambel (1959), existuje aj ďalšia, od neho staršia generácia hydrotermálneho pyritu II, ktorá je zlatonosná a ktorú Andráš (1987) považuje za produkt najstaršej kremenno-arzenopyritovej periódy (etapy?) hydrotermálneho zrudnenia. Výskyt zlatonosného pyritu na ložisku Pezinok uvádza už aj Mlynárová (1981), ale stotožňuje ho s pyritom III, ktorý sprevádza antimónovú mineralizáciu.

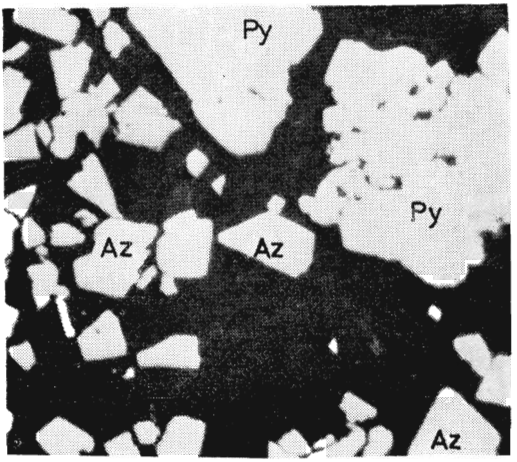
Metodika spracovania vzoriek

Výskum sa uskutočnil na vyseparovaných zrnách zlatonosného pyritu zo štôlne Budúcnosť (vzorky RB-46, 48, 49, 50 a 52) a z povrchového vrtu KV-21 (vzorka PA-73). Priemerný obsah zlata v študovanom pyrite je 57 ppm (stanovené spektrochemickou analýzou v 10 vzorkách). Súbor vzoriek sa kvôli porovnaniu doplnil o vzorky hydrotermálneho pyritu III (vzorky RB-47, CA-69 a PA-79) z Antimónovej, Pyritovej a Prvej podetážnej chodby.

Morfológiu vyseparovaných zŕn pyritu sme študovali pomocou elektrónového riadkovacieho mikroskopu Jeol JSM-840. Štúdium nábrusov jednotlivých pyritových zŕn umožnilo sledovať plošné rozdelenie jednotlivých prvkov a identifikáciu uzavrenín. Kvalitatívne a kvantitatívne bodové analýzy študovaných pyritov sa získali použitím rtg-elektrónového mikroanalyzátora Jeol Superprobe 733 s prídavným analyzátorom Edax PV-9 100.

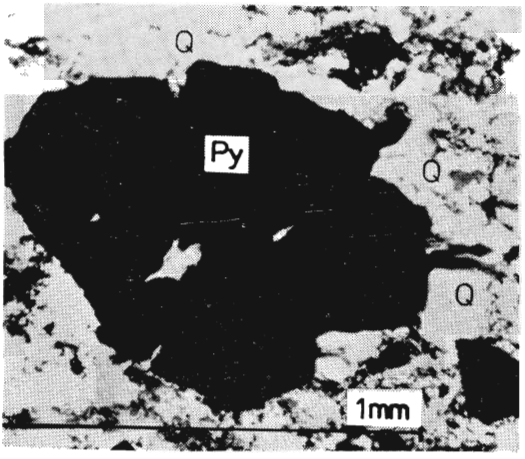
Vystupovanie zlatonosného pyritu

Pyrit II parageneticky sprevádza idiomorfný zlatonosný arzenopyrit I, ktorý opísali Polák a Rak (1979), Polák (1986, 1987) a Andráš et al. (1988). Pomer zastúpenia arzenopyritu I k pyritu II je 5:1 až 10:1.



Obr. 1. Vzorka PA-73, impregnačná textúra zlatonosnej pyritovo (Py)-arzenopyritovej (Az) mineralizácie. Zv. 32×, 1 nikol.

Fig. 1. Impregnation structure of gold-bearing pyrite (Py)-arsenopyrite (Az) association. Sample PA-73, magn. ×32, one nicol.



Obr. 2. Vzorka RB-46, lem tlakového kremeňa (Q) okolo zrna pyritu (Py) v sericitickom matrixe s kryštálmi arzenopyritu I (Az). Zv. 32×, X nikoly.

Fig. 2. Rim of pressure quartz (Q) around a pyrite grain (Py) in sericite matrix with arsenopyrite I crystals (Az). Sample RB-46, magn. ×32, crossed nicols.

Pyrit II vytvára impregnácie drobných zŕn (obr. 1) alebo aj šošovkovité agregáty prerastené arzenopyritom I. Ako uvádza už Polák a Rak (1979), len výnimočne vystupuje v asociácii s mladšou antimónovou mineralizáciou. Priestorovo sa pyrit II prednostne viaže na šošovky čierneho kremeňa, alebo vystupuje v okolných hydrotermálne alterovaných horninách bridličnatého súvrstvia, v ktorých vytvára drobné impregnácie (obr. 1). Okolo jeho zŕn sa často vytvárajú lemy undulózne zhášajúceho tlakového kremeňa (obr. 2). Mineralizáciu podobného charakteru opisuje Rozložník (1987) z oblasti banského poľa Leander pri Dobšinej.

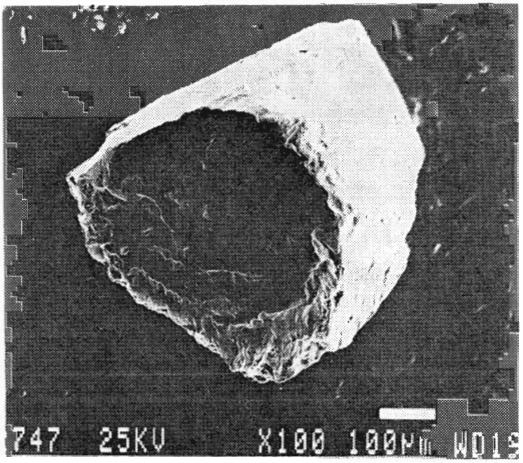
Pyrit II sa vyznačuje impregnačnými textúrami (obr. 1), ale zriedkavejšie sa vyskytujú aj textúry impregnačno-kataklastické. Typická je preň idiomorfne zrnitá, častejšie však korózna štruktúra (András, 1986).

Mikroskopický opis

Zlatonosný pyrit II je svetložltý, má vysokú odraznosť. Od syngenetického pyritu I sa dá odlíšiť svetlejšou farbou a lepšou leštiteľnosťou. Často v ňom možno pozorovať slabú anizotropiu. Aj štruktúrne leptanie s nasýteným roztokom NH_4F v koncentrovanej kyseline dusičnej poukazuje (podobne ako pri pyrite III) na vyskytujúcu sa zonálnosť. Býva hojne tektonicky drvený. Praskliny spravidla vypĺňa undulózne zhášajúci tlakový kremeň. Zriedkavo možno pozorovať aj zatláčanie pyritu II zlatonosným arzenopyritom I.

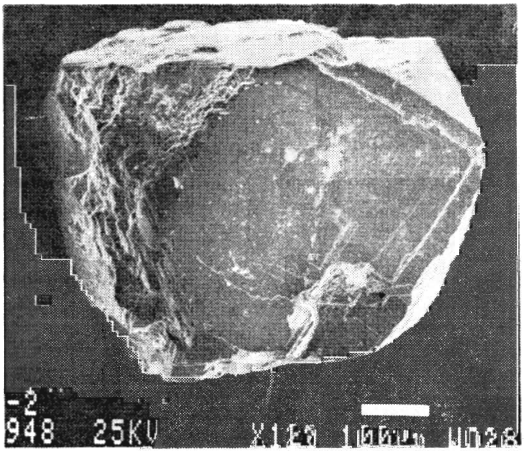
Morfológia

Pyrit II vytvára idiomorfné kryštály, ktoré bývajú spravidla výrazne korodované (obr. 3a—7a), takže často dochádza až k druhotnému alotriomorfnému obmedzeniu zŕn (obr. 7a). Veľkosť kryštálov sa pohybuje v rozmedzí 0,2—1,5 mm. Z kryštalografických tvarov sú najčastejšie: pentagonálny dodekaéder (obr. 5a, 6a) a kryštálové spojky oktaédra a hexaédra (obr. 3). Hexaéder (obr. 4) a oktaéder (obr. 6a) sú zriedkavejšie.



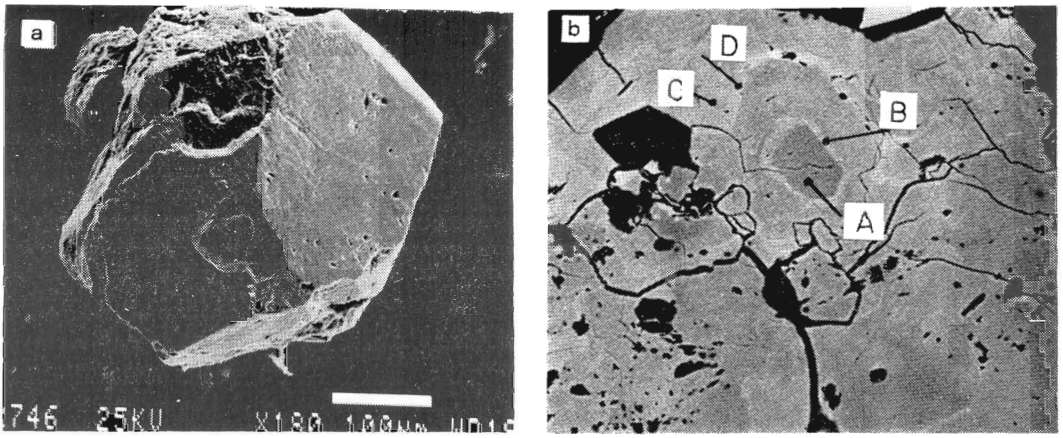
Obr. 3. Vzorka PA-73, zlatonosný pyrit II, mikragraf kryštálovej spojky oktaédra a hexaédra.

Fig. 3. Gold-bearing pyrite II, micrograph of an octahedron and hexahedron crystal couple. Sample PA-73.



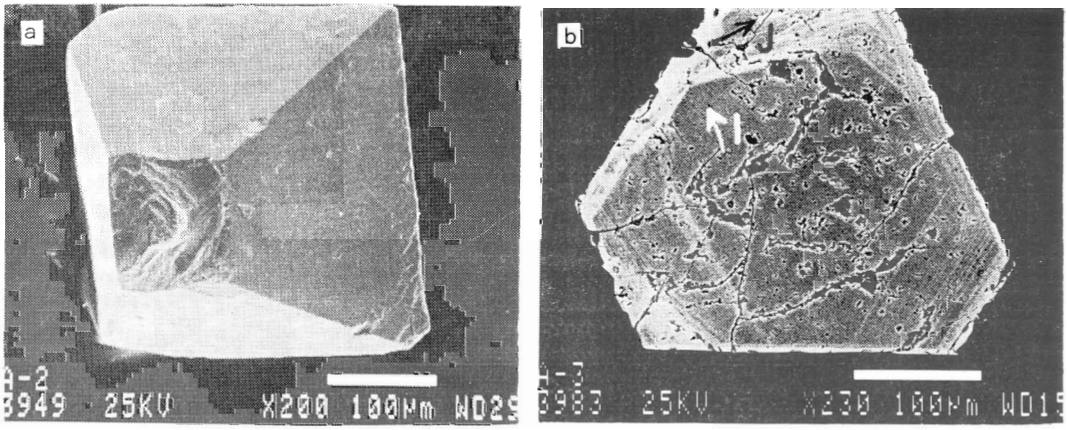
Obr. 4. Vzorka RB-49, zlatonosný pyrit II, mikrograf hexaédra.

Fig. 4. Gold-bearing pyrite II, micrograph of a hexahedron. Sample RB-49.



Obr. 5. Vzorka Pa-73, pentagonálny dodekaéder pyritu II (a) a jeho kompozícia (b). Výsledky bodových analýz (body A—D) sú uvedené v tab. 1.

Fig. 5. Pentagonal dodecahedron of pyrite II (a) and its composition (b). Results of point analysis (points A to D) are in Tab. 1. Sample PA-73.



Obr. 6. Vzorka PA-73, oktaéder pyritu II (a) a jeho kompozícia (b). Výsledky bodových analýz (body I, J) sú uvedené v tab. 2.

Fig. 6. Octahedron of pyrite II (a) and its composition (b). Results of point analyses (points I to J) are in Tab. 2. Sample PA-73.

Homogenita zlatonosného pyritu

Pre zlatonosný pyrit je typický hojný výskyt inklúzií nerudných minerálov (obr. 5b, 7b, 8, 9). Najčastejšie sú uzavreniny kremeňa a rutilu. Fleming et al. (1986) opísali na ložisku Porgera porovnateľný typ zlatonosného pyritu a predpokladajú, že vznikol zbernou kryštalizáciou.

Zonálnosť pyritu II (obr. 5b—7b, 8, 9) naznačuje pulzovite sa meniace chemické zloženie hydrotermálnych roztokov, prípadne aj ostatných fyzikálno-chemických podmienok. Jednotlivé zóny v pyrite II, ktorý je zobrazený na obr. 5b sa analy-

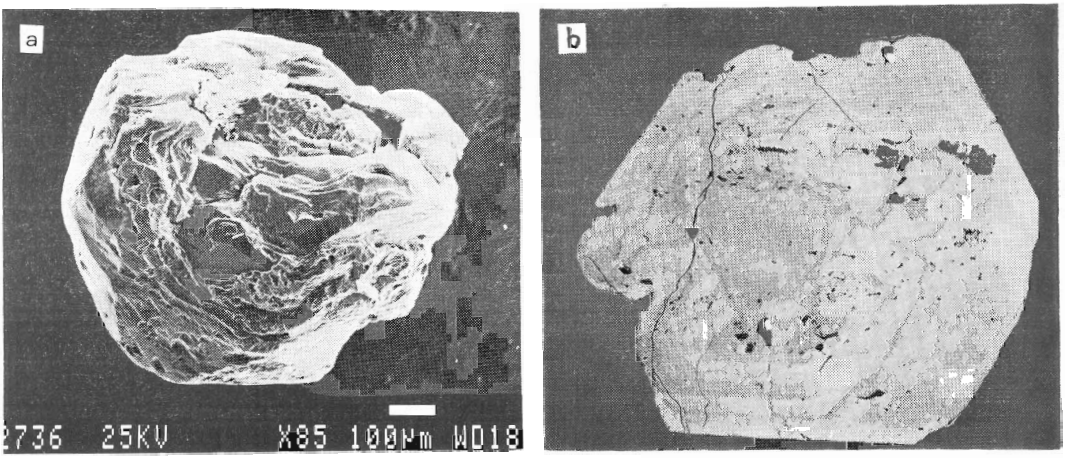
TAB. 1

Bodové analýzy pyritu II
Point analyses of pyrite II

Čís. vz.	Čís. obr.	Označ. anal. bodu	% Fe	S	As	Cu	Ag	Sb	Σ%
PA-73	5b	A	46,76	52,90	0,14	—	—	—	99,80
		B	46,21	50,28	1,33	—	—	0,02	97,84
		C	45,75	50,49	2,16	0,01	0,01	—	98,41
		D	45,43	49,54	4,32	0,04	0,01	0,02	99,35
	9	E	45,51	50,35	3,97	0,01	—	—	99,84
		F	45,96	51,51	2,80	—	—	—	100,28
		G	45,66	50,64	3,56	0,03	—	—	99,89
		H	45,91	51,76	2,81	0,02	—	—	100,25

Čís. vz.	Čís. obr.	Označ. anal. bodu	Fe	S	As	Ni
PA-73	6b	I	48,03	51,62	0,19	0,16
		J	46,90	50,13	2,61	0,36

Analyzované rtg-elektrónovým mikroanalyzátorom Jeol Superprobe 733 a analyzátorom Edax PV-9100. Analyzované body sú vyznačené na obr. 5b a 9.



Obr. 7. RB-49, morfológia alotriomorfne obmedzeného zrna pyritu II s výraznými prejavmi korózie (a) a jeho kompozícia (b).

Fig. 7. Morphology of xenomorphic pyrite II grain with pronounced traces of corrosion (a) and its composition (b). Sample RB-49.

zovali rtg-elektrónovým mikroskopom Jeol Superprobe 733. Analyzované body sú vyznačené na obr. 5b, 9. Výsledky bodových kvantitatívnych analýz (tab. 1) potvrdili, že zonálnosť je spôsobená premenlivým obsahom arzénu a menej aj medi v jednotlivých zónach pyritového kryštálu. V stopových množstvách sa zistila meď

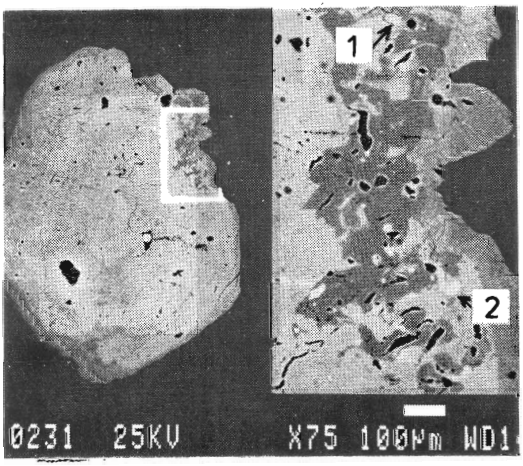
TAB. 2

Bodové analýzy pyritu I, II a III
Point analyses of pyrite I, II and III

Číslo vz.	Fe	S	Ni	Co	As	Sb	Σ%
PYRIT I							
RB-63	46,9438	53,6253	0,0380	0,0106	—	—	100,6177
	46,8705	54,1573	0,0464	0,0080	0,0385	—	101,1207
	47,0685	54,1491	—	—	—	—	101,2176
	45,4084	53,5853	0,0431	0,0015	—	—	99,0383
	46,5837	53,8511	0,0564	—	0,0904	—	100,5980
RB-66	47,3161	53,3810	0,1262	0,0100	—	—	100,8333
	47,3814	54,0195	0,0941	—	—	0,0187	101,5137
	47,2111	54,2072	0,0933	0,0042	—	0,1433	101,6590
RB-68	46,9184	53,6767	0,0042	0,0784	—	—	100,7760
	46,7073	53,5012	—	0,0318	0,4623	0,0204	100,7230
	47,1511	53,6060	—	0,0490	—	—	100,8062
PYRIT II							
RB-52	46,5735	53,8343	—	—	0,0841	—	100,1919
	46,6327	53,5123	0,0144	—	0,0399	—	100,1993
RB-48	45,8030	50,7630	—	0,0357	1,5554	0,0139	98,1701
	46,0684	51,7785	0,0032	0,0464	1,0011	—	98,8976
RB-50	42,1246	47,4559	—	0,1971	0,4832	0,0022	90,2629
	45,6307	51,7003	0,0435	—	1,1771	0,0015	98,5531
PYRIT III							
RB-47	47,2482	54,5139	—	0,0364	0,0295	—	101,8280
	47,4220	53,8932	—	0,0364	0,0295	—	101,3811
	46,8935	54,5713	—	0,0092	—	—	101,4740
	47,0016	53,8807	—	0,0037	0,0347	—	100,9206
	46,8116	54,0968	—	—	0,0514	—	100,9596
	46,0206	53,9912	—	0,0061	—	—	100,0180
CA-69	46,9803	52,8697	—	0,0115	0,0487	—	99,9102
	46,7263	53,3998	—	0,0085	—	—	100,1345
	46,8145	53,5082	0,0024	0,0103	0,1032	—	100,4386
PA-79	46,4119	53,5056	—	0,0360	0,3912	0,0042	100,3489

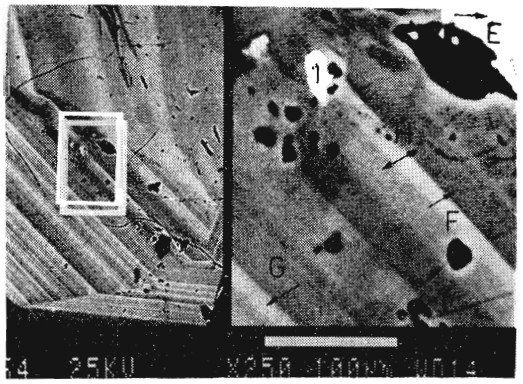
Analyzované rtg-elektrónovým mikroanalyzátorom Jeol Superprobe 733.

a menej aj striebro, antimón a nikel. Bodové analýzy pyritu II získané elektrónovým mikroanalyzátorom a prídavným analyzátorom Edax PV-9 100 sú uvedené v tab. 1 a 2. Na možnosť výrazného obohatenia pyritu o arzén poukázal už Ramdohr (1955). Springer et al. (1964) a Vaughan (1969) upozorňujú, že pyrit so zvýšeným obsahom arzénu predstavuje metastabilný roztok a, ako zistili Baumann a Ottemann (1971), vyznačuje sa výraznou zonálnosťou. Korobuškin (1970) zistil, že tento typ pyritov má často vysoký obsah zlata, pretože vykazuje tendenciu k izomorfnej zámene As — Au v kryštálovej mriežke. Fleming et al. (1986) vyslo-



Obr. 8. Vzorka RB-46, kompozícia pyritu II. 1 — inklúzia arzenopyritu, 2 — inklúzia gudmunditu.

Fig. 8. Composition of pyrite II. Sample RB-46. 1 — arsenopyrite inclusion, 2 — gudmundite inclusion.



Obr. 9. Vzorka PA-73, kompozícia pyritu II so zväčšeným detailom inklúzií. 1 — inklúzia arzenopyritu. Výsledky bodových analýz (body E-H) sú uvedené v tab. 1.

Fig. 9. Composition of pyrite II with enlarged detail of inclusions. Sample PA-73. 1 — arsenopyrite inclusion. Results of point analysis are in Tab. 1 (points E to H).

viii podobný názor. Uvádzajú, že pre takýto pyrit je charakteristická výrazná korelácia obsahu As a síry k obsahu Au. Rovnako ako Korobuškin (1970) aj Fleming et al. (1986) predpokladajú, že zóny obohatené o arzén obsahujú izomorfne viazané zlato v pyritovej mriežke, pričom významnými nositeľmi zlata môžu byť submikroskopické inklúzie arzenopyritov. Takéto inklúzie s rozmermi rádove X μm sú silne zastúpené v zlatonosnom pyrite ložiska Pezinok (obr. 9).

Diskusia

Už Döll (1899) predpokladal na ložisku Pezinok výskyt „zlatonosných kýzov", v ktorých rozptýlené zlato nadobúda formu viditeľného zlata až pri hypergénnom rozpade pyritu. Výskyt voľného zlata sekundárneho pôvodu v pyritoch opisuje aj Boyle (1979) a uvádza, že v ložiskách, kde sa zlato vyskytuje vo forme zlatonosných sulfidických minerálov, býva jeho podstatná časť často rozptýlená v mriežke pyritu a arzenopyritu, pričom len menšia časť vystupuje v podobe voľného zlata.

Pokiaľ by aj v študovaných zlatonosných pyritoch z ložiska Pezinok šlo o izomorfne viazané zlato, vysvetľovalo by to fakt, že sa v nich doteraz nezistil výskyt voľného zlata. Treba však konštatovať, že formu vystupovania zlata v pyrite II sa nepodarilo doteraz uspokojivo objasniť.

Záver

Pyrit II je paragenetickou súčasťou zlatonosnej sulfidickej mineralizácie impregnačného charakteru. Vznikol zbernou kryštalizáciou v procese sulfidizácie hydrotermálne alterovaných hornín (predovšetkým sericitizovaných čiernych bridlíc a fylitov). Tento typ mineralizácie je mladší ako syngenetické kýzové zrudnenie a starší ako hydrotermálna antimónovo-arzénová mineralizácia.

Výskum potvrdil, že zlatonosný pyrit sa vyznačuje impregnačnými textúrami. Najčastejšia je idiomorfne zrnitá a korózna

štruktúra. Zonálnosť kryštálov spôsobuje premenlivý obsah arzénu (0,X—X %) a menej aj medi (0—0,0X). Typický je aj hojný výskyt inklúzií nerudných minerálov. Predpoklad, že podstatnú časť zlata v pyrite tvorí pravdepodobne zlato v rozptýlenej forme (ako mechanická prímes koloidálneho zlata alebo ako izomorfne viazané zlato, prípadne ako výplň vakancií v kryštálovej mriežke), sa nepodarilo potvrdiť.

Literatúra

Andráš, P. 1983: Problémy genézy antimónového a zlatého zrudnenia na ložisku Pezinok. *([Kand. dizertačná práca.] Manuskript, 159 s.*

Andráš, P., Rajnoha, J., Hrnčárová, M. 1987: Gold distribution in sulphide and non-ore minerals at the Pezinok-Kolársky vrch deposit. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 5, 585—591.*

Andráš, P. 1987: K problematike distribúcie zlata na ložisku Pezinok-Kolársky vrch. *In: Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza, ložiská. Bratislava, GÚDŠ, 45—48.*

Andráš, P., Caňo, F., Nagy, G., Ďurža, O. 1988: Gold-bearing arsenopyrite of the Pezinok antimonite deposit. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 1 (v tlači).*

Andrian, F., Paul, K. M. 1864: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. *Jber. K. Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XIV, 325—369.*

Baumann, I. B., Ottemann, J. 1971: Arsenführende Pyrite mit Bravoit — ähnlichen Strukturen. *Mineralium Depos. (Berlin), 6, 148—152.*

Boyle, R. W. 1979: The Geochemistry of Gold and its Deposits. *Bull. Geol. Surv. Can. (Ottawa), 280, 584 s.*

Cambel, B. 1956: Genetické problémy zrudnenia v Malých Karpatoch. *Geol. Práce, Zpr., 9, 5—27.*

Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochémia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geogr., 3, 338 s.*

Cotta, B., Fellenberg, E. 1862: Die Erzelagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. Gandstudien. *(Freiberg), IV, 236 s.*

Döll, E. 1899: Das Gold von Bösing. Vehr. Vereins für Natur — und Heilkunde zu Pressburg. *Bratislava, 43 s.*

Fleming, A. W., Handley, G. A., Williams, K. L., Hills, A. L., Corbet, G. J. 1986: The Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 81, 660—680.*

Korubuškin, I. M. 1970: Ob forme vystuplenja tonkodisperznogo zolota v pyrite i arzenopyrite. *Miner. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 192, 5, 1121—1122.*

Mlynárová, G. 1981: Problematika obsahu zlata na Sb ložisku Pezinok-Cajla. *[Diplomová práca.] Manuskript — archív Katedry nerastných surovín PFUK Bratislava, 87 s.*

Polák, S. 1956: Niekoľko poznámok k otázke vzájomného vzťahu medzi pyritom a pyrotínom v malokarpatských kýzových zrudneniach. *Geol. Práce, Zpr., 6, 41—44.*

Polák, S., Rak, D. 1979: Zlato v antimonitovom ložisku v Pezinku. *Miner. slov., 11, 553—554.*

Polák, S. 1986: Au a Au-Sb zrudnenie v oblasti Pezinka. *Miner. slov., 18, 517—524.*

Polák, S. 1987: Reálne o zlate a zlatom zrudnení na západnom Slovensku. *In: Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza, ložiská. Bratislava, GÚDŠ, 49—53.*

Ramdohr, P. 1960: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. *Berlin, Akademie Verl., 1089 s.*

Rozložník, L. 1987: Výskyt stratiformných rúd zlata a striebra v bývalom banskom poli Leander pri Dobšinej. *In: Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochemia, mineralógia, metalogenéza, ložiská. Bratislava, GÚDŠ, 55—63.*

Springer, G., Schacher-Korn, D., Long, J. V. P. 1964: Metastable solid solution relations in the system FeS_2—CoS_2—NiS_2. *Econ Geol. (Lancaster, Pa.), 59, 475—491.*

Vaughan, D. J. 1969: Zonal variations in bravoite. *Amer. Mineral., 54, 1075—1083.*

Contribution to the characteristics of gold-bearing pyrite on the Pezinok-Kolársky vrch, Vinohrady deposit, Western Slovakia

The Pezinok-Kolársky vrch deposit of antimony ore in the Little Carpathians occurs near to the exhausted gold-bearing quartz vein ore body in the Slnečné údolie valley. The antimony ore occurs in area where also lense-shaped bodies of syngenetic pyrite — pyrrhotite bodies are known. Moreover, also a gold -bearing sulphidic ore containing gold-bearing pyrite II has been discovered a decade ago in the area. Up to present, there is no convicting answer to the question whether the gold-bearing ore is related with the antimony ore or it represents an independent paragenetic association of different genesis.

The hydrothermal, gold-bearing, pyrite II occurs in association with black quartz and gold-bearing arsenopyrite I. This pyrite appears to be subsequent to syngenetic pyrite I of the sulphidic ore but older than pyrite III associating with other minerals in hydrothermal antimony ore. Pyrite II occurs in lense-shaped bodies of black quartz or in the surrounding hydrothermally altered rocks of a slate sequence in which pyrite II creates disseminations of single grains of idiomorphic shape with frequent signs of secondary corrosion. The zoning in pyrite II is expressed by fluctuating amounts of arsenic (0.X—X %) and, to a lesser extent, also of copper (0—0.0X %). Visible natural gold in pyrite II has not been found to occur.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Kříž : **Fosílne a recentné biotopy Austrálie, ich flóra a fauna** (Bratislava 17. 3. 1988)

Autor sa 9. 8. až 2. 9. 1986 zúčastnil pracovného zasadania a exkurzií Medzinárodnej subkomisie pre silúrsku stratigrafiu IUGS UNESCO v Sydney. Okrem nových poznatkov o stave riešenia silúrskej stratigrafie a prednesenia referátu o návrhu stratotypu nového stupňa přídol navštívil 45 odkryvov silúrskych a iných staropaleozoických súvrství v oblasti Melbourne, Heathcote, Seymour, Snowy River, Canberra, Delegate, Yass, Orange a Forbes. Trasa exkurzie obsiahla nielen väčšinu silúrskych lokalít juhovýchodnej Austrálie (silúrske morské sedimenty sú už len v Queenslande), ale i všetky prostredia subtropického až tropického vlhkého pásma od mangrovníkových porastov po dažďové pralesy Austrálskych Álp. Autor prednášky tak mohol na 240 diapozitívoch a ukážkach skamenenín (z ktorých najmä dosiaľ najstaršia plavúňovitá rastlina Baragwanathia longifolia z ludlovskej lokality Ghin Ghin pri Yea v štáte Victoria vzbudila veľký záujem) podať prítomným nielen základné geologické informácie, ale aj zoznámiť ich s rastlinami a živočíchmi silúrskych a dnešných biotopov. Zvlášť podrobne predstavil prostredia odlivových plošín (Long Reef pri Sydney), kde nepatrné zmeny na maličkom priestore môžu viesť k formovaniu desiatok rôznych spoločenstiev organizmov. Pochopenie týchto zákonitostí má význam pre interpretáciu prostredia v rade fosílnych (silúr, devón, trias, kriedа i terciér) nálezísk či biotopov.

RECENZIE

D. Hovorka, J. Spišiak: **Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát.** Veda, vydavateľstvo SAV, Bratislava, 1988, 224 s., 36 tab. príloh, ruské a anglické resumé

Obdobie mezozoika je nesporne najvýznamnejším obdobím formovania základných čŕt Západných Karpát. Právom o ňom pojednáva mimoriadne rozsiahla geologická literatúra. Primeraného podielu sa v nej však nedostalo charakteristike magmatizmu. Túto citeľnú medzeru sa usiluje vyplniť recenzované dielo. Publikácia D. Hovorku a J. Spišiaka opisuje a analyzuje povrchové a blízkopovrchové prejavy magmatizmu Západných Karpát a priľahlého územia Poľska a Maďarska. Publikácia podstatne dopĺňa, rozširuje a prehlbuje doterajšie poznatky a syntetizuje ich do uceleného monografického systému z hľadiska modernej petrológie a tektoniky platní. Autori analyzujú vulkanity podľa ich stratigrafickej a tektonickej príslušnosti. Pri každej skupine autori najprv charakterizujú geologickú pozíciu výskytov, formu telies vulkanitov, ich petrografické a geochemické vlastnosti a napokon uvádzajú ich geotektonickú interpretáciu. Oproti doterajším prácam prednosťou recenzovaného diela je doplnenie petrografickej charakteristiky jednotlivých skupín presnými údajmi najmä o klinopyroxénoch (vrátane ich mikrosondovej identifikácie), ktoré sa javia dôležitými petrogenetickými informátormi, rovnako ako aj geochemické údaje zhodnocované z hľadiska modernej petrológie. Aj analýzy vzácnych zemín vulkanitov autorom poslúžili ako dôležitý zdroj informácií na určovanie geotektonickej príslušnosti jednotlivých skupín.

Nové poznatky, ktoré autori odvodzujú z petrologickej syntézy, možno zhrnúť takto: priestorovo, časovo a látkovo pestrý mezozoický vulkanizmus odráža meniace sa geotektonické režimy a typ kôry. Napr. ryolitovo-andezitový vulkanizmus spodno- až strednotriasového veku v bükkiku, siliciku a v príkrove Drienka zodpovedá najskôr kôre ostrovných oblúkov. Stredno- až vrchnotriasový tholeiitický vulkanizmus bükkika a meliatskej skupiny gemerika je odrazom oceanickej kôry, resp. kôry prechodného typu. Jurský (?), príp. až spodnokriedový (?) tholeiitický vulkanizmus bükkika je prejavom jestvovania oceanického dna v tejto oblasti. V priestore obalového mezozoika, v domovskej oblasti krížňanského a chočského príkrovu a v priestore sliezskej jednotky na rozhraní jury a kriedy panoval riftogénny (kontinentálny, alkalický) bazaltový vulkanizmus. Zaujímavým zistením je, že anomálne zloženie niektorých alkalických bazaltov (najmä „tešinitov") pravdepodobne zapríčinila kontaminácia karbonatických hornín, ktorými magma prechádzala k povrchu. V modranskom a ďumbierskom masíve sa zistili ponásunové alkalické bazalty s uzavreninami karbonátov.

Poznatky prezentované v recenzovanom diele môžu u čitateľa vyprovokovať niektoré otázky týkajúce sa zložitých stránok geotektonického vývoja Západných Karpát. Vrchnojursko-spodnokriedový alkalický bazaltový vulkanizmus (jednotný tak v externidách, ako aj v internidách, s výnimkou „vnútorných" Karpát), vyvinutý na okrajoch predpokladanej zóny váhika, hovorí v prospech toho, že kulminácia alpínskej riftogenézy v Západných Karpatoch nastala v spodnej kriede, kedy došlo k oceanizácii kontinentálnej kôry nielen podsliezskej časti, ale aj tatrika, ba aj domovskej oblasti krížňanského a chočského príkrovu. Symetria rozmiestnenia výskytov spodnokriedových bazaltov voči bradlovému pásmu podporuje domnienku o existencii váhika (Maheľ, 1982), jednotky podobnej alpskému penniniku, ktorá však bola úplne pohltená, resp. prekrytá. Na druhej strane táto symetria nehovorí v prospech veľkých odlišností a členitosti kontinentálneho podkladu tatrika, ba ani domovskej oblasti krížňanského a chočského príkrovu. Zrejme tieto jednotky nie sú až tak tektonicky zbližené, ako sa to všeobecne predpokladá. Ešte provokatívnejšia je však časová koincidencia alkalického bazaltového vulkanizmu v okolí domovskej oblasti váhika, tvorby granitovej vrstvy na území volovského a kohútskeho pásma a magmatizmu oceanického typu v pohorí Bükk. Neokimerské stesňovanie, sprevádzané výstupom gemerických a rimavických granitov, dodáva gemeriku a južnému veporiku zvláštne postavenie (orogénu s. s.) medzi dvoma riftovými zónami. Orogénne pásmo sa rýchlo vynorilo, vystavilo sa veľmi silnej erózii a premenilo sa na epiplatformu so sedimentáciou kontinentálneho gosauského súvrstvia.

Autori publikácie používajú delenie interníd Západných Karpát na „centrálne" a „vnútorné". Správnosť tohto členenia je v tom, že sa vyzdvihuje osobitosť vulkanizmu oceanického dna „vnútorných" Západných Karpát v porovnaní s alkalickým, kontinentálnym vulkanizmom „centrálnych" Karpát. Ak sa však internidy Západných Karpát líšia od ich externíd v prvom rade tým, že internidy sa už na rozhraní mezozoika a terciéru stávajú platformou, ktorá sa primkýna k panónskemu masívu, vytvárajúc jednu jednotku so spoločným ďalším geotektonickým osudom vrátane

spoločnej neogénnej tektonomagmatickej aktivizácie, potom treba tento aspekt premietnuť aj do vymedzenia „centrálnych" a „vnútorných" Západných Karpát. Lubenícko-margecianska línia nebude práve týmto rozhraním už aj preto, lebo premena orogénu na kratogén bola postupná z juhu na sever. Tak či onak rozdelením interníd na centrálne a vnútorné Západné Karpaty sa z našej geologickej terminológie vytratil jeden dôležitý aspekt.

Uvedené len dokumentuje, že dielo D. Hovorku a J. Spišiaka prináša nielen množstvo nových poznatkov, ale aj otázky a námety na zamyslenie, či v našich geotektonických koncepciách nie sú medzery.

Publikácii možno vytknúť jej úvod. Čitateľ sa v ňom síce dozvie o podmienkach vzniku práce, nedostáva však vysvetlenie na niektoré otázky, ktoré sa pri jej čítaní zbytočne vynárajú. Pri písaní diela autorom zrejme išlo o petrologickú charakteristiku tej-ktorej skupiny vulkanitov mezozoika s primeranou štatistickou reprezentatívnosťou. Túto požiadavku v diele aj spĺňajú, v úvode však mohli priamo uviesť, že nepíšu. topografickú petrológiu eruptív mezozoického veku v Západných Karpatoch, aby čitateľ nebol rozčarovaný, ak ten-ktorý výskyt v publikácii nenájde. Autorom išlo predovšetkým o synsedimentárne mezozoické vulkanity. Poukazujú, že niektoré telesá, napr. na území Považského Inovca, sa mylne považovali za mezozoické — patria treťohornému vulkanizmu. Rovnako opodstatnene možno pripustiť aj opačné možné prípady, napr. niektoré telesá dioritov považované za hlbinné ekvivalenty neovulkanitov môžu byť mezozoické (v prípade magmatizmu bükkika a meliatskej skupiny ide o formácie zložené tak z bazaltov, ako aj z intruzívnych foriem dioritov, gabier a ultramafitov). Autori mohli v úvode upozorniť na komplikácie, ktoré jestvujú pri vymedzení stratigrafickej príslušnosti niektorých telies, a to nielen v prípade vymedzovania mezozoických a treťohorných, ale aj v prípade odlišovania mezozoických a paleozoických telies. Tak je tomu v prípade meliatskej skupiny, pri vymedzení ktorej sa ľahko môžeme dostať do rozpakov, či ten-ktorý prejav magmatizmu predsa len nepatrí do dobšinskej alebo rakoveckej skupiny (napr. tzv. dúbravské vrstvy v zmysle Fusána, 1959). V publikácii postrádame informácie o geotektonicky mimoriadne významnom magmatizme pohlteného, ale s veľkou pravdepodobnosťou existujúceho váhika (Maheľ, 1982). Napokon podľa veku k mezozoickému magmatizmu patria aj niektoré granity (rimavické, gemerické). Podľa môjho názoru autori mohli v úvode vysvetliť, prečo sa zaoberajú len určitou časťou magmatizmu mezozoika a kde môže čitateľ získať informácie o tej časti, ktorú v knihe nerozoberajú. Mezozoické ultramafity sú spracované v diele D. Hovorku: Ultramafic rocks of the Western Carpathians (GÚDŠ, 1985), ale táto práca nie je v recenzovanom diele citovaná. Rovnako sa postráda citácia diela Maheľa: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides (GÚDŠ, 1978), ktorý prejavy mezozoického magmatizmu na našom území analyzuje dokonca aj z aspektu susedných regiónov, či diela Reichwaldera (1970, 1973) v súvislosti s medzevským vývojom meliatskej skupiny a pod.

Uvedené poznámky nič nemenia na skutočnosti, že do rúk našej odbornej verejnosti sa dostáva významné dielo, ktoré mnohostranne obohacuje poznatky o vývoji Západných Karpát. Údaje, poznatky a námety, ktoré prináša, vypĺňajú citeľnú medzeru. Petrológia ním spláca dlh našej československej geológii.

Ladislav Rozložník

S. A. Drury: **Image Interpretation in Geology (Interpretácia snímok v geológii).** Allen Unwin, London, 1987, 243 s., 24 fareb. príl.

Vypustenie družice ERTS-1 v roku 1972, určenej na pravidelné snímanie zemského povrchu, bolo mocným impulzom na rýchly rozvoj metód diaľkového prieskumu Zeme (DPZ). Geológovia sú jedným z najvýznamnejších užívateľov materiálov DPZ vo svete.

Medzi vynikajúce práce zaoberajúce sa využívaním snímok DPZ v geológii patrí aj publikácia S. A. Druryho.

Kniha sa člení na 8 samostatných kapitol. V úvode autor stručne charakterizuje fyzikálnu podstatu elektromagnetického (EM) vlnenia, jeho vznik a pôsobenie na hmotu, špeciálne na prírodné materiály, ako sú minerály a horniny. V druhej kapitole sa podrobne rozoberá fyziológia ľudského videnia, jeho možnosti a obmedzenia. V odborných publikáciách o diaľkovom prieskume Zeme sa tomuto aspektu obyčajne nevenuje pozornosť. Zaradenie tejto kapitoly je však plne opodstatnené, pretože okrem rozlišovacej schopnosti oka, možnosti rozlíšenia odtieňov šedých tónov farieb a pod. tu autor objasňuje aj úlohu subjektu pri interpretácii materiálov DPZ. Spôsoby získavania obrazových záznamov (fotografia, vidicon, skaner, mikrovlnové systémy, atď.), ich princípy, prednosti a nedostatky podrobne rozoberá nasledujúca kapitola, ktorá zahŕňa aj prehľad snímkovania z meteodiel a družíc, jednotlivé projekty v mi-

nulosti, súčasnosti a blízkej budúcnosti (Landsat, SPOT, HCMM, Seasat, Radarsat atď.). Rozsahom najväčšou a z hľadiska praktického použitia pre geológov-interpretátorov najužitočnejšou je 4. kapitola — Fotogeológia. V obsiahlom texte (stati je venovaná štvrtina celej publikácie), ako aj na množstve reprodukcií snímok a nákresov sa uvádza praktický návod na geologickú interpretáciu snímok. Opisujú sa erózne a akumulačné formy vytvorené riečnou eróziou, činnosťou ľadovca, vetra, sopečnou činnosťou a pod. Veľká pozornosť je venovaná určovaniu genézy a typu hornín zo snímok a ich stratigrafickým a štruktúrnym vzťahom. Vývoj vo svete jednoznačne dospel k digitálnemu spracovaniu obrazových záznamov, ktoré je založené na počítačovej technike. Umožňuje rôzne manipulácie a úpravy na snímkach (opravy geometrického skreslenia, zmeny kontrastu, filtrovanie, atď.). Tejto problematike so zameraním na riešenie geologických problémov je venovaná 5. kapitola — Digitálne spracovanie snímok vo viditeľnej a infračervenej časti spektra. Ďalšie dve kapitoly sa zaoberajú špeciálnymi typmi snímok — termálnymi infračervenými a radarovými snímkami. V úvode kapitol autor stručne, ale výstižne podáva základné princípy snímania a ich odlišnosti od iných zobrazovacích systémov. Pre geológov sú zaujímavé najmä analýzy snímok a ich geologická interpretácia. Posledná kapitola oboznamuje čitateľa s geoinformačným systémom (GIS) a načrtáva možnosti jeho využívania v geológii (geochémia, geofyzika atď.).

Publikácia má tri teoretické prílohy, venované stereometrii, digitálnym úpravám snímok a adresáru organizácií poskytujúcich obrazové materiály DPZ. V závere knihy je zoznam odporúčanej literatúry, členený po jednotlivých kapitolách. Za zmienku stojí, že citovaná je len najmodernejšia literatúra, väčšinou z 80. rokov. Publikáciu dopĺňa slovník najdôležitejších výrazov so stručným vysvetlením a index.

Hoci na prebale knihy je uvedené, že je určená hlavne študentom geológie vo vyšších ročníkoch, kniha poslúži ako veľký zdroj najnovších informácií aj pre špecialistov zaoberajúcich sa diaľkovým prieskumom a geológiou všeobecne. Osobitne si na nej ceníme veľké množstvo veľmi kvalitných čiernobielych a farebných stereodvojíc snímok umožňujúcich trojrozmerný pohľad pomocou bežného vreckového šošovkového stereoskopu.

Autor sa takmer 10 rokov aktívne venoval diaľkovému prieskumu Zeme a jeho aplikácii v geológii, preto je kniha napísaná fundovane, s citom pre vystihnutie podstaty, nezabieha do prílišnej podrobnosti.

Veľké množstvo snímok, nákresov, grafov a tabuliek, ako aj kvalitná tlač ešte umocňujú veľmi dobrý dojem z publikácie.

Miloš Kováčik

Mineralia slov.
20 *(1988), 5, 475—476*

AKTUALITA

Ešte raz o chapmanite z Pezinka

STANISLAV POLÁK
Mýtna 39, 811 05 Bratislava

Doručené 2. 11. 1987

Ещё раз о шапманите района Пезинок, Западная Словакия

В результате новых исследований, включая РТГ, снова было установлено что шапманит приурочен почве гипергенной зоны сурьма-мышьяк-золотой минерализации месторождения Пезинок, сопровождаемого сидеритовыми прожилками одинакового происхождения. Важную роль при этом имеют слои чёрных сланцев.

Once more on chapmanite from Pezinok, Western Slovakia

The previously described occurance of chapmanite has been confirmed by new discoveries and X-ray identification in the close underlier of the supergenous zone on the Pezinok Sb-As-Au ore zone, accompanied with siderite veinlets of similar supergenous origin. The active function of beds of black shales for precipitation of these minerals has been stressed.

Už v roku 1983 (Mineralia slovaca 15/6) sme informovali o náleze chapmanitu — nového, pre slovenské antimónové zrudnenia neznámeho Sb minerálu zisteného v banských dielach na rudnom ťahu Pezinok — Kolársky vrch. Už vtedy sme predpokladali, že ide o „lokálny produkt z tesného podložia tunajšej hypergénnej zóny", ktorý nesúvisí s hlavným primárnym Sb zrudnením.

O existencii a určení tohto u nás neobvyklého minerálu — v Čechách je známy z niekoľkých lokalít — boli však z viacerých strán vyslovené určité pochybnosti. Súčasné ďalšie nálezy v úvodnom prekope novovrazenej štôlne Sirková v juhovýchodnej časti spomínaného rudného ťahu, ako aj nálezy tohto minerálu na novom obzore Stanislav v oblasti ťažobného závodu Pezinok jednoznačne potvrdzujú pôvodné určenie a temer zhodné genetické postavenie.

V stredisku špeciálnych prác pri Geologickom prieskume, š. p., Spišská Nová Ves boli pomocou rtg rozboru identifikované dve pozične rozdielne nové vzorky. Spektrálna analýza jednej z nich jasne potvrdila aj zodpovedajúci chemizmus (nad 1 %: Sb, Si, Mg, Fe; 1—0,1 %: Al; 0,1—0,01 %: Ni, Mn, Ca, As, Na, K, P).

Z geologicko-ložiskovej situácie v štôlni Sirková jasne vyplýva, že skutočne ide o minerál vytvárajúci pod vlastnou hypergénnou zónou v puklinách rôznych hornín (najmä čiernych bridlíc) zelené povlaky. Descendentný pôvod potvrdzujú v okolí aj žilky sekundárneho sideritu (!) s mocnosťou 1—3 cm, tmeliace prípadné brekciovité úlomky okolitej horniny. V dutinách väčšej šírky (okolo 10 cm) možno dokonca badať symetrickú výplň: od okraja do stredu siderit — biely, namodralý, sklovitý povlak vzhľadu hyalitu — biela ílovitá hmota vzhľadu alofánu — otvorený priestor v strede.

O veľmi podobnom supergénnom siderite z podložia hypergénnej zóny pezinských pyritových ložísk sme už referovali v roku 1955 (Geologické práce, Zprávy, 2). Aj tu ide zrejme o určitý anomálny hypergénny režim, ktorého jedným z produktov — okrem iných zaujímavých členov — je aj náš chapmanit.

Nesporná je aj indikačná hodnota chapmanitu pri vyhľadávaní zrudnení, ako aj pri analýze niektorých hypergénnych antimónových litogeochemických aureol. Na druhej strane vývoj takýchto produktov v prostredí čiernych bridlíc svedčí o aktívnom spolupôsobení čiernych bridlíc pri precipitácii obsahu descendentných vôd, ale možno i pri vzniku primárnych Sb minerálov v primárnej zóne na jednotlivých rudných štruktúrach.

Stavebný kameň na lokalite Marianka

ANTON NAHÁLKA, MÁRIA GRÓFOVÁ

Geologický prieskum, š. p., geologické stredisko, Geologická 18, 825 52 Bratislava

V roku 1985 sme na lokalite, ktorá je súčasťou kryštalinika Malých Karpát, ukončili 1. podetapu prieskumných prác. Ich cieľom je zabezpečiť perspektívu ťažby a výroby drveného kameniva lomu Marianka (Západoslovenské kameňolomy a štrkopiesky, n. p., Bratislava). Ťažená hornina všeobecne nedosahuje potrebné mechanické vlastnosti stavebného kameňa a uvedená ťažba je ojedinelá.

Mikropetrografickými rozbormi výbrusového materiálu sa zistilo (vrt MV-2, 4), že hornina, tzv. kvarcitické fylity, zodpovedá chloriticko-sericitickému fylitu až epidoticko-chloriticko-sericitickému fylitu a biotiticko-sericitickému fylitu až epidoticko-biotiticko-sericitickému fylitu s lokálnymi prechodmi do metaarkóz.

Chemické zloženie: SiO_2 60,64—67,98, Al_2O_3 13,55—16,87, Fe_2O_3 4,79—7,63, CaO 1,11—3,18, MgO 1,99—3,38, TiO_2 0,58—0,87, P_2O_5 0,16—0,23, MnO 0,075—0,128, Na_2O 0,86—2,76, K_2O 2,20—3,90, SO_3 0,02—0,15, Cu 0,0016—0,0079, Pb 0,0001—0,0021, Zn 0,0067—0,0111, Cd stopy, As stopy — 0,01.

Fyzikálno-mechanické vlastnosti pozitívnych vrtov MV-1,2 (hĺbka 10,0—110,0 m; 10,0—105,0 m): objemová hmotnosť 2,640—2,778 g/cm^3, merná hmotnosť 2,767—2,805 g/cm^3, pórovitosť 0,55—4,90 %, nasiakavosť 0,20—1,80 hmot. %, otĺkavosť (LA) 15,90—28,10 %, mrazuvzdornosť 0,10—0,60 %, trvanlivosť 0,10—0,90 %, pevnosť v tlaku v MPa (valčeky) za sucha 25,0—87,0, po nasiaknutí 13,0—74,0, po zmrazení 14,0—72,0.

Vďaka svojej štruktúre majú fylity (ťažená surovina) vysoké mechanické vlastnosti a poskytujú vhodnú surovinu na výrobu drveného kameniva.

Mineralia slov.
20 *(1988), 5, 477—478*

KRONIKA

70 th anniversary of the birth of RNDr. Bartolomej Leško, DrSc.

Dr. Bartolomej Leško, outstanding Slovak geologist, celebrated his 70th life jubilee on June 3rd, 1988.

The start of Dr. Leško's scientific-research activity falls within the first post-war years and is linked up with the research of the Flysh Carpathians in Eastern Slovakia. He investigated and thoroughly mapped the northeastern part of Slovakia, the area virtually unstudied ever before, and thus he managed to fill the gap in geological view of the whole area of the Flysh Carpathians. He described the geological conditions and relationships of the Dukla and Magura units from lithologic-stratigraphical and tectonic points of view. Dr. Leško also pointed to mutual penetration of the developmental features of the lithological groups and their stratigraphic equivalents in the Miková-Snina belt tectonic unit.

In cooperation with professor M. Ksiazkiewicz, he proved the occurrence of the Upper Eocene orogene in the Pieniny nappe belt and in the Magura flysh belt which led to the deposition of the Menilitic-Krosno group in the East Carpathians of Slovakia from the Dukla unit towards the southern margin of the nappe belt on one hand, and to the polytectonic style of both belts on the other.

After the federalization of the Czechoslovak geological service in 1969 and the establishment of the supreme geological institution of Slovakia — the Slovak Geological Office — Dr. Leško became the director of the Department of Geological Prospects on the Slovak territory. Together with Ing. Ján Slávik, DrSc. he worked out and managed the project verifying Slovakia's raw material base.

The research was designed to analyze the geological conditions of the West Carpathians also from the viewpoint of possible occurrence of natural hydrocarbons. In 1972, after leaving the Slovak Geological Office for the Geological Institute of D. Štúr in Bratislava, Dr. Leško successfully started on this research in the framework of the state project "Investigation of deep-seated structures of the West Carpathians with respect to oil and natural gas reserves". For this uneasy scientific work he managed to enlist a help of a team of experts from related institutes of the whole C. S. S. R., Geofyzika, n. e., and from the Geological exploration organizations of the oil industry.

The work at the project, conceived and carried out in a methodically complex manner, took more than 10 years. It brought a reversal view of the genesis of the West Carpathians and, accordingly, of its oil and natural gas reserves in extra-Tertiary regions.

In C. S. S. R. Dr. Leško and Dr. Varga (1980) were the first who distinguished the tectonic-lithological elements of the south continental geosynclinal provenience from those of the eugeosynclinal provenience with oceanic features of the Earth's crust, which were defined by him and by B. Beránek (1980) as a system of nappes, the upper part of the crust which during the Carpathian orogeny was thrust over the North European continent — the platform. This is Dr. Leško's merit in the field of theory.

Many papers of Dr. Leško have been presented in geological periodicals at home and particularly abroad, his lectures have always been a contribution to many geological and oil-geological sessions. To mention a few, he gave lectures at the Scientific conference on oil held in the Soviet Union (Lvov 1976), in Kraków first at the Geophysical Symposium in 1979 and three years later on the occasion of the 200th anniversary of the Faculty of Natural Sciences at Kraków University, at the International Geological Congress in Paris (1980), during his study stays in the British Petroleum and Petro-Canada in Calgary (1982) etc. In this way Dr. Leško has popularized the results of geological research into the West Carpathians as part of the Alpine-Carpathian system on the international platform.

Dr. Leško has extended his geological knowledge at home and abroad, during the study stays. We should mention his close contacts with the Kraków Geological Institute at which the School of sedimentology of the Carpathian Flysh was found with Prof. M. Ksiazkiewicz as its director. He repeatedly visited the Institute of Mineral Raw Materials at the Ukrainian Academy and the Geological Institute of the Ministry of Geology of the U. S. S. R. (UkrNIgRI) in Lvov. The geological erudition of Dr. Leško was influenced also by long-term study stays in France, Switzerland and Italy where he had the opportunity to study the geological structure of the Western Alps in connection with the geological conditions of the Eastern Alps and the West Carpathians immediately in the field. As regards the oil problems, his stays in the Institute of Sedimentary and Petroleum Geology in Canada (Calgary), the oil companies Petro-Canada and British Petroleum (Calgary) were the most valuable.

Whatever exploration branch was, he successively associated with due to various organization measures either in the sphere of geology, mining, or building, it was the geological attitude to natural conditions aimed at their exploitation by the national economy that has always dominated.

In the years 1959—1961 he helped the nascent Slovak ceramic industry by assembling and prospecting for a palette of raw materials for manufacturing floor and wall tiles and the industrial stonewear (Michalovce, Tomášovce) and pearlite. Later on, as an employee of the Geological Exploration in Žilina and Spišská Nová Ves, he gained recognition for the application of geological conditions in the construction of waterworks on the Ondava (Domaša), Cirocha (Starina), Váh (Sereď — Kráľová). He also participated in the seismic research performed on the area with a planned construction of the waterwork Gabčíkovo.

Dr. Leško's scientific contribution to the sphere of geology of the West Carpathians was appreciated also by foreign geological societies. In 1973 he became the member of the Geological Association of Italy (SIMP), in 1979 the member of honour of Polske Towarzystwo Geologiczne (Warszawa — Kraków), and finally also the member of honour of the Slovak Geological Society in 1985.

His friends and all the geological community highly appreciate the life-long work of RNDr. Bartolomej Leško, DrSc. and wish him good health for the years to come, many further scientific achievements and success in personal life.

K sedemdesiatinám RNDr. Bartolomeja Leška, DrSc.

Vedeckovýskumnú činnosť dr. B. Leška sme hodnotili pri jeho 60. narodeninách v časopise Mineralia slovaca č. 4, 1978, 379—380, preto na tomto mieste spomenieme iba významnejšie príspevky jubilanta k rozvoju československej geológie za ostatných desať rokov.

Do výskumu prírodných uhľovodíkov sa zapojil predovšetkým úspešným vedením a metodickým riešením štátnej úlohy „Výskum hlbokých štruktúr Západných Karpát s ohľadom na výskyt ropy a zemného plynu". Na základe výsledkov geofyzikálneho výskumu a hlbokého vrtného výskumu a prieskumu sa komplexne riešila genéza stavby Západných Karpát, a tým aj ich surovinový potenciál, predovšetkým ropy a zemného plynu.

V teoretickej oblasti jubilant ako prvý v spolupráci s I. Vargom (1980) rozlíšil tektonicko-litologické prvky juhokontinentálnej geosynklinálnej proveniencie od prvkov eugeosynklinálnej proveniencie s oceánskymi črtami zemskej kôry. S B. Beránkom (1980) tieto tektonicko-litologické prvky definoval ako príkrovový systém vrchnej časti kôry, ktorá bola počas karpatských orogénov naložená na severoeurópsky kontinent — platformu.

Jubilant aj naďalej pokračuje vo vedeckej činnosti riešením hlbinnej stavby Západných Karpát v úzkej spolupráci predovšetkým s geológmi a geofyzikmi Geofyziky, š. p., Brno.

Slovenská geologická verejnosť mu želá mnoho zdravia a veľa ďalších osobných a pracovných úspechov.

Dušan Ďurica

Mineralia slov.
20 *(1988), 5, 479—480*

Seminár Izotopová geológia a genetické problémy hydrotermálnych rudných ložísk

Mineralogicko-geochemická odborná skupina SGS usporiadala dňa 28. 1. 1988 v Bratislave seminár, ktorého cieľom bolo oboznámiť geologickú verejnosť s pokrokmi v geochémii stabilných izotopov a v aplikácii jej poznatkov pri skúmaní fosílnych rudotvorných hydrotermálnych systémov. Prinášame stručný výber z prednášok:

K. Žák: **Zdroje a fyzikálně chemické podmínky vzniku rudních ložisek na Příbramsku (na základě distribuce izotopů síry)**

V příbramské rudní oblasti bylo studováno izotopické složení síry hydrotermálních sulfidů a sulfátů jak ze starší polymetalické, tak i z mladší uranin-karbonátové asociace a izotopické složení akcesorických sulfidů v horninách.

Na základě hodnot $\delta^{34}S$ sulfidů z hydrotermálních žil bylo možné odlišit hlavní polymetalický sulfidický přínos, charakterizovaný nízkou fugacitou kyslíku, a mladší stadia vývoje žil, s variabilní a zpravidla zvýšenou fugacitou kyslíku.

Jednotlivé sulfidické minerály většinou nekrystalizovaly současně, ze stejného hydrotermálního roztoku, a proto nejsou v izotopické rovnováze a nelze jich užít jako sulfidického termometru.

Vypočtené izotopické složení zdrojové síry jednotlivých ložisek a vývojových stadií se liší. Pro Bohutín, Vrančice a pro polymetalické žíly v kontaktní aureole středočeského plutonu byla vypočtena hodnota zdrojové síry (celkové síry hydrotermálního roztoku) v rozmezí hodnot $\delta^{34}S$ —3‰ až +1 ‰. Pro ložisko Březové Hory byla určena hodnota zdrojové síry v rozmezí hodnot $\delta^{34}S$ —7 ‰ až —3 ‰ a pro uraninovo-karbonátovou asociaci uranového ložiska velmi variabilní zdrojová síra s izotopickým složením mezi —3 ‰ a +20 ‰ $\delta^{34}S$.

Na základě studia izotopického složení síry akcesorických sulfidů v horninách lze určit určitou účast síry mobilizované z hornin blovicko-tepelské serie svrchního proterozoika na ložisku Březové Hory a významnou účast síry mobilizované z hornin svrchnoproterozoické davelské serie v uranin-karbonátové asociaci uranového ložiska. Většina síry starší polymetalické asociace však pochází z hlubšího zdroje.

K. Žák: **Přínos geochemie stabilních izotopů pro řešení vzniku hydrotermálních rudních ložisek**

K zásadnímu obratu názorů na vznik ložisek rud, ke kterému došlo během posledních 20 let, podstatně přispěla geochemie stabilních izotopů vodíku, uhlíku, kyslíku a síry. Izotopické složení vodíku a kyslíku je spjato s chováním vody a jeho studium proto přispělo k poznání původu vody z různých zdrojů a ke zhodnocení některých hydrologických aspektů hydrotermálního procesu. Studium izotopického složení síry a uhlíku má význam zejména pro posouzení fyzikálně chemických podmínek vzniku rud a pro poznání zdrojů těchto prvků v hydrotermálním procesu.

Při interpretaci dat o izotopickém složení těchto prvků je třeba brát v úvahu dva zásadní problémy geochemie stabilních izotopů:

1. Existuje více procesů, které mohou způsobit stejnou izotopickou charakteristiku rudního ložiska a naopak jeden geochemický proces může produkovat ložiska s naprosto odlišnými izotopickými charakteristikami, probíhá-li v různých podmínkách. Proto je zcela nezbytné kombinovat studium stabilních izotopů s ostatními geochemickými metodami.

2. Každá interpretace dat o izotopickém složení vychází z daného stavu poznání mechanismů a velikosti izotopické frakcionace. Vzhledem k rychlému rozvoji poznatků v tomto oboru lze očekávat další zpřesnění interpretací v budoucích letech.

P. Ivan, V. Šmejkal: **Geochémia a izotopové zloženie uhlíka a kyslíka karbonátov rudných žíl slovinsko-gelnického rudného poľa**

Prevládajúce karbonáty sideritovo-magnezitového izomorfného radu sa vyznačujú značnou variabilitou zloženia: od sideroplezitu po breunnerit (5,5 až 32 % MgO). Variabilita sa prejavuje od žilnej štruktúry ako celku až po metrové a milimetrové rozmery. Železnaté členy sú bežnejšie v mocnejších žilách v karbonátovom vývoji, extrémne horečnaté členy sú súčasťou samostatnej, pravdepodobne mladšej zrudňovacej fázy tvoriacej drobné žilky. V porovnaní s rudnianskym sideritom je siderit zo Sloviniek vždy horečnatejší a ob-

sahuje menej Ni. Izotopové zloženie uhlíka vykazuje len malé variácie okolo strednej hodnoty $\delta^{13}C_{PDB} = -6$ ‰, pri kyslíku hodnoty $\delta^{18}O_{SMOW}$ varírujú v intervale +15 až +19 ‰. Rozdielny stupeň korelácie $\delta^{13}C_{PDB}/\delta^{18}O_{SMOW}$ Gelnickej a Hrubej žily naznačujú odlišné podmienky kryštalizácie (pri Hrubej žile väčšia miera kryštalizácie pri rovnovážnej izotopovej frakcionácii roztok — minerál). Korelácia izotopového zloženia s hĺbkou je nevýrazná, zreteľnejšia je vo vzťahu k horečnatosti. Najhorečnatejšie členy radu majú pozitívnejšie hodnoty $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$. Menej zastúpené Fe-dolomity zväčša kryštalizovali, ako naznačuje ich chemické a izotopové zloženie, spolu so sideritmi z jedného hydrotermálneho roztoku ako koexistujúce minerály. Zatiaľ niet dosť údajov na exaktnú interpretáciu pôvodu hydroteriem a zdroja uhlíka, malé variácie hodnôt $\delta^{13}C$ však naznačujú uplatnenie dobre homogenizovaného, zrejme hlbinného zdroja uhlíka.

P. Ivan, V. Šmejkal: **Izotopové zloženie uhlíka a kyslíka karbonátov listvenitov z ložiska Rudňany a jeho význam pre poznanie genézy ložiska**

Počas hydrotermálnometasomatickej etapy formovania ložiska sa na úkor serpentinitov vytvorila metasomatická postupnosť listvenitov s nasledujúcimi minerálnymi asociáciami: A: antigorit + mastenec + karbonát → B: mastenec + karbonát → C: (chlorit) + kremeň + karbonát → D: fuchsit + kremeň + karbonát. Štúdium izotopového zloženia C a O karbonátov umožnilo vyčleniť v tejto etape tri vývojové obdobia:

1. tvorba dolomitu v časti listvenitov s asociáciou A; 2. vznik breunneritu alebo dolomitu v asociácii B; 3. tvorba dolomitu v asociácii C a D. Dolomity prvého obdobia sa vyznačujú nízkymi hodnotami $\delta^{18}O_{SMOW}$ (~ 13 ‰) a variabilné $\delta^{13}C_{PDB}$ často dosahujú úroveň hodnôt blízku morským karbonátom. Ich vznik pravdepodobne nemá genetický súvis s vlastnou mineralizáciou. Breunnerity a dolomity 2. vývojového obdobia sú zrejme produktmi raných štádií fungovania rudotvorného hydrotermálneho systému. Typickým znakom je uplatnenie izotopicky ľahkého uhlíka. Pre dolomity varírujú hodnoty $\delta^{13}C_{PDB}$ v intervale ~ —13 až —6 ‰ pri pomerne stabilných $\delta^{18}O \sim +17$ ‰. Breunnerity sa vyznačujú pozitívnejšími hodnotami $\delta^{13}C_{PDB}$ (~ —8 až —5 ‰), ako aj $\delta^{18}O_{SMOW}$ (~ +17 až 19 ‰). Rozdiely v izotopovom zložení dolomitu a breunneritu sú pozorovateľné i v rámci jednej vzorky. Izotopové zloženie dolomitov 3. vývojového obdobia $\delta^{13}C_{PDB} \sim -5{,}5$ až —3,5‰; $\delta^{18}O_{SMOW} \sim +18$ až +20 ‰ (blízke sideritom žilnej etapy ($\delta^{13}C_{PDB}$ —5 až —3,5 ‰; $\delta^{18}O_{SMOW} \sim +17{,}5$ až + 20 ‰) naznačuje prechod k relatívne stabilizovanému režimu hydrotermálneho systému spojenému s tvorbou žíl. Stabilizovaný režim žilnej etapy sa prejavil neprítomnosťou výraznejších vertikálnych i laterálnych gradientov v izotopovom a chemickom zložení žilného siderítu. Lokálne pozorované variácie sú spôsobené a) javmi súvisiacimi s kryštalizáciou barytu, b) vplyvom pôvodných karbonátov, ktoré siderit metasomaticky nahrádza.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 20, číslo 5, december 1988.

Vydáva Geologický prieskum, š. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 1. 12. 1988.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1987.

Plán odborných akcií
Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV na 1. polrok 1989

V 1. polroku 1989 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti (Bratislava, Banská Bystrica, Košice, Spišská Nová Ves a Žilina) a odborné skupiny (geofyzika, geochemicko-mineralogická, hydrogeológia, inžinierska geológia, ložisková, paleontologická, sedimentologická a zberatelia minerálov a skamenelín) pri Ústrednom výbore Slovenskej geologickej spoločnosti nasledujúce akcie:

Bratislavská pobočka (predseda doc. RNDr. D. Hovorka, DrSc.)

12. 1. 1989
V. Bezák: Vzťah metamorfózy k tektonike. Zabezpečuje O. Miko.
9. 3. 1989
Fórum mladých. Zabezpečuje M. Sýkora.
23. 3. 1989
T. Koráb et al.: Čo je nové v hlbinnej stavbe flyšového pásma na východnom Slovensku? Zabezpečuje D. Hovorka.
27. 4. 1989
Seminár: Vznik terestrických planét slnečnej sústavy. Zabezpečuje J. Kráľ.
25. 5. 1989
Seminár: Vývoj severného okraja Tetýdy — výsledky IGCP projektu No. 198. Zabezpečuje M. Rakús.

Geofyzikálna skupina (predseda RNDr. D. Obernauer, CSc.)

9. 2. 1989
Geofyzikálny seminár. Zabezpečuje D. Obernauer.

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda RNDr. K. Vrana, CSc.)

16. 3. 1989
P. Hanas, M. Chovan: Pezinok-Trojarová — Nový prieskumný objekt Sb zrudnenia v Malých Karpatoch. Zabezpečuje P. Ženiš.
4. 5. 1989
B. Moldan: Geochémia životného prostredia. Zabezpečuje K. Vrana.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. V. Dovina, CSc.)

5. 1. 1989
Prednáškové popoludnie: J. Hanušin: Regionalizácia a typizácia obehu podzemných vôd Slovenska. Ľ. Solín: Regionalizácia krajiny z hľadiska podielu priameho odtoku na celkovom odtoku. Zabezpečuje A. Porubský.
23. 2. 1989
A. Porubský: Teória a systém v hydrogeológii.
J. Jetel: Praktické dôsledky priestorovej neuniformity priepustnosti a priepustnosti. Zabezpečuje V. Dovina.
6. 4. 1989
Seminár: Problémy úpravy podzemnej vody in situ na lokalite Rusovce — Ostrovné Lúčky. Zabezpečuje I. Hauskrecht.

Inžinierskogeologická skupina (predseda RNDr. R. Holzer, CSc.)

19. 1. 1989
M. Hrašna, R. Holzer, V. Letko, P. Liščák: Deformácie svahov a iné geodynamické javy na Blžsko-pokoradzskej tabuli. Zabezpečuje R. Holzer.
2. 2. 1989
R. Ondrášik: Vplyv regionálneho poľa napätí na podmienky zakladania stavieb. Zabezpečuje R. Holzer.
30. 3. 1989
P. Koudelka: Stabilita strmých svahov.
J. Jesenák: Stabilné problémy v treťohorných íloch.
Zabezpečuje D. Čabalová.
18. 5. 1989
V. Letko, R. Holzer: Vplyv prírodných a antropogénnych faktorov na podzemný privádzač VE Bystrá-Piesok. Zabezpečuje R. Holzer.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, CSc.)

26. 1. 1989
J. Marek: Nálezisko jurskej fauny Karatau — sovietsky Solenhofen.
J. Marek: Vznik a vývoj silúrskych rifových spoločenstiev na Gotlande.
16. 2. 1989
J. Michalík: Paleobiológia a paleoekológia rétskych rynchonelidných ramenonožcov.
2. 3. 1989
J. Kříž: Utahom z Grand Canyonu na vrcholky Skalistých hôr.
13. 4. 1989
L. Ožvoldová, E. Halásová, K. Šutovská, M. Peterčáková: Výsledky korelačného biostratigrafického výskumu vrchných spodnokriedových súvrství manínskej jednotky (Butkov).
27. 4. 1989
Terénny seminár: Vrchnotriasová biostratigrafia v havranickom a jablonickom prírkrove M. Karpát. Zabezpečuje J. Michalík.
11. 5. 1989
O. Jendrejáková, A. Oravecz-Scheffer: Biostratigrafické a biofaciálne porovnanie karnických tisovských vápencov a Ederics Lst. Fm.
22.—26. 5. 1989
5. terénny paleontologický seminár: Paleontologické a biostratigrafické problémy neogénnych súvrství. Zabezpečuje E. Planderová.

Sedimentologická skupina (predseda Ing. R. Marschalko, DrSc.)

20. 4. 1989
Seminár: Náhle udalosti v sedimentácii bazénov karpatskej geosynklinály a ich význam pre stratigrafiu, tektoniku a geodynamický vývoj. Zabezpečuje R. Marschalko.

Skupina zberateľov minerálov a skamenelín (predseda RNDr. J. Miškovic, CSc.)

27. 5. 1989
VI. stretnutie zberateľov nerastov a skamenelín (Dom kultúry ROH Banská Bystrica). Zabezpečuje M. Okruhlica a J. Miškovic.

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. M. Háber, CSc.)

február 1989
Prednáškové popoludnie. Tektonika a metalogenéza. Zabezpečuje M. Bláha.
21.—22. 3. 1989
Seminár: Štúdium optických a fyzikálnych (tvrdosť) vlastností uhlia a organickej hmoty v horninách. Zabezpečuje M. Háber, I. Petrík.
18. 5. 1989
Prednáška: Vplyv nových ekonomických kritérií na overovanie rudných a nerudných nerastných surovín. Zabezpečuje J. Michalenko.

Košická pobočka (predseda RNDr. P. Grecula, DrSc.)

január 1989
Seminár: Matematicko-štatistické metódy v geológii. Zabezpečuje P. Šesták a G. Timčák.
február 1989
Seminár: Metodika vzorkovania rúd, nerúd, uhlia a vôd. Zabezpečuje A. Mihalič, M. Šindler, S. Gerhart.
marec 1989
Seminár: Súčasná úroveň spracovávania geologických vzoriek v chemických a technologických laboratóriách. Zabezpečuje J. Kozáč, D. Očenáš.
apríl 1989
Seminár: Termometria a barometria v petrológii a mineralógii. Zabezpečuje P. Grecula.
máj 1989
Fórum mladých. Zabezpečuje R. Ďuďa.

Spišskonovoveská pobočka (predseda RNDr. K. Együd)

február 1989
Fórum mladých. Zabezpečuje Keratová.
marec 1989
Výsledky prieskumu a výskumu Stratenskej jaskyne. Zabezpečuje J. Tulis.
máj 1989
Seminár: Spracovanie a interpretácia petrologických údajov. Zabezpečuje V. Potančok.

Žilinská pobočka (predseda RNDr. Á. Tužinský)

1. štvrťrok 1989
I. Bajo: Hydrogeologické pomery Sudánu.
J. Michel: Stavebné nerastné suroviny Haiti.
V. Mencl: Inžinierskogeologické a geodynamické podmienky pri zakladaní stavieb (cyklus prednášok).
2. štvrťrok 1989
2—3-dňový seminár: Poznatky z hydrogeologických prieskumov stredoslovenských neovulkanitov.
Dni výmeny skúseností (v spolupráci s ČSVTS pri GP Žilina, 1x v mesiaci).

RNDr. A. Biely, CSc.
vedecký tajomník SGS

Peter Andráš, František Caňo, Géza Nagy

K charakteristike zlatonosného pyritu na ložisku Pezinok-Kolársky vrch, Vinohrady — Contribution to the characteristics of gold-bearing pyrite on the Pezinok-Kolársky vrch, Vinohrady deposit, Western Slovakia **463**

AKTUALITY — NEWS

Stanislav Polák

Ešte raz o chapmanite z Pezinka — Once more on chapmanite from Pezinok, Western Slovakia **475**

Anton Nahálka, Mária Grófová

Stavebný kameň na lokalite Marianka — Building stone on the Marianka locality, Western Slovakia **476**

KRONIKA — CHRONICLE

Dušan Ďurica

K sedemdesiatinám RNDr. Bartolomeja Leška, DrSc. — 70th anniversary of the birth of RNDr. Bartolomej Leško, DrSc. **477**

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Abstrakty z prednášok — Abstracts of lectures **434** **453** **461**

Seminár Izotopová geológia a genetické problémy hydrotermálnych rudných ložísk — Seminary Isotopic geology and genetic problems of hydrothermal ore deposits **479**

RECENZIE — BOOK REVIEWS

Jozef Stankovič

Zlato v Západných Karpatoch, jeho geochémia, mineralógia, metalogenéza a ložiská (J. Jarkovský et al.) — Gold in the Western Carpathians, its geochemistry, mineralogy, metalogenesis and deposits (J. Jarkovský et al.) **416**

Ladislav Rozložník

Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát (D. Hovorka, J. Spišiak) — Mesozoic volcanism of the Western Carpathians (D. Hovorka, J. Spišiak) **472**

Miloš Kováčik

Interpretácia snímok v geológii (S. A. Drury) — Image interpretation in geology (S. A. Drury) **473**

VYDAVATEĽ:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Geofond Bratislava
Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Nafta, k. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Slovenský geologický úrad v Bratislave

49 374