

# GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 43

*12/916 WS*

REDAKČNÁ RADA

Dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán, pg. Jozef Gubač, prof. dr. Jakub Kamenický, inž. Eugen Kullman, prof. dr. Miroslav Kuthan, dr. Ondrej Samuel, inž. Ján Slávik, dr. Laurenc Snopko

VEDECKÝ REDAKTOR:

Dr. Ondrej Samuel, CSc.

1319b



26-K<sup>v</sup>

1404/1967

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Ivanov M.: Metasomatické polymetalické a pyritové zrudnenie Muránskej plošiny (Metasomatic Pyrite and Polymetallic Mineralization of the Muráň Plateau) . . . . .	5
2. Kraus I.: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny (Petrographisch-mineralogische Verhältnisse und Genese der Tonsedimente im Žiar-Kessel) . . . . .	25
3. Maheľ M.: Tektonogrupy — nová tektonická kategória . . . . .	53
4. Buday T. — Špička V.: Paleogeografie a tektogeneze sev. výběžků Podunajské pánve a jejich perspektivnost pro naftu a plyn (Zur Paläogeographie und Tektogenese der nördlichen Ausläufer des Donaubeckens) . . . . .	59
5. Siblík M.: Ramenonožci noru z lokality Drnava (Slovenský kras) (The Brachiopods of the Norian Locality Drnava) <i>Pl. I—IV</i> . . . . .	81
6. Kolosváry G.: VI. Angabe zur Kenntnis der Triaskorallen und der begleitenden Fauna der ČSSR ( <i>Taf. V—IX</i> ) . . . . .	99
7. Jurášová F.: Coccolithophoridae (Flagellata) na lokalite Biskupice (Coccolithophoridae vom Fundorte Biskupice) ( <i>Tab. XV—XVI</i> ) . . . . .	111
8. Gašparíková V. — Slávik J.: Spodný tortón s.l. v sv. časti Vihorlatu (Untertorton s.l. im nordöstlichen Teil von Vihorlat) . . . . .	119
9. Cicha I. — Seneš J. — Tejkal J.: Návrh na vytvorenie neostratotypov a tzv. otvorenej chronostratigrafickej škály . . . . .	125
10. Forgáč J. — Kováčik J.: Niekoľko poznámok k otázke ryolitov v centrálnej časti štiavnického rudného poľa (Bemerkungen zur Stellung der Rhyolithe im Zentralteil des Erzfeldes von Banská Štiavnica) . . . . .	133
11. Eliáš K. — Kantor J. — Štohl J.: Intramineralizačné postavenie ryolitov v Banskej Štiavnici (Intramineralizational Position of Rhyolites in Banská Štiavnica) . . . . .	141
12. Škvarka L.: Výskum vôd stredoslovenských neovulkanitov a ich podložia (Problems of Water in Neovolcanites of Central Slovakia) . . . . .	157
13. Pošpíšil P.: Význam neotektoniky pre formovanie hydrogeologického charakteru nížinných oblastí Západných Karpát (Function of the Neotectonic in Hydrogeology of the West Carpathian Valleys) . . . . .	171

**Zprávy, diskusia:** Gregor T.: Poznámky ku genéze a tektonickému postaveniu niektorých Mn ložísk na Kube (Notes on the Genesis and Tectonic Position of Some Mn-deposits in Cuba; *Pl. XI.—XII*) — Afanasjev — Drnzík: Nové poznatky o faciálnom vývoji permu čiernovážskej série Nízkych Tatier. — Kušík R.: Karbonátový vývoj keupra vo vysokotatranskej (obalovej) sérii pod Zámkami; (*Tab. XIII*) — Kušík R.: Metakryštalý dolomitu ako jeden z rozlišovacích znakov pri určovaní sukcesie vzniku minerálov (*Tab. XIV*) — Kochanová — Peržel — Salaj: Vorkommen der Rhaetgesteine inmitten der liassischen Kalk-Dolomitlekzien der tatrigen Hüllenserie in den Kleinen Karpaten . . . . . 179

MIROSLAV IVANOV

## METASOMATICKÉ POLYMETALICKÉ A PYRITOVÉ ZRUDNENIE MURÁNSKEJ PLOŠINY

Hlavnou úlohou metalogenetického výskumu Muránskej plošiny bolo zistiť, či v tejto oblasti existujú skryté metasomatické ložiská, resp. či geologicko-tektonická stavba a litologický charakter hornín sú vôbec vhodné pre vznik metasomatického zrudnenia. K takýmto úvahám nás podnietili staré banské práce v okrajových častiach Muránskej plošiny, najmä Pb—Zn—Cu (Ag) metasomatické ložisko v karbónskych dolomitických vápencoch na Lapinke JV od Struženíka, ťažené ešte v XVI. storočí (Maderspach 1916), ako aj menšie opustené kutačky s pyritovou mineralizáciou vo Foederata sérii na Magurke, Sosnine a Gindure JZ od Pohronskej Maše a 2 výskyty Fe—Cu mineralizácie žilného typu vo werfene južne od Čistého Gruňa a na južných svahoch Muránskej plošiny v závere doliny Hrdzavej (pozri obr. 1). V prípade existencie skrytých metasomatických ložísk mali by sme sa na povrchu stretnúť aspoň s ich primárnou hydrotermálnou aureolou. Zamerali sme sa preto na štruktúrno-geochemické zmeny v jednotlivých sedimentárnych komplexoch, resp. na hľadanie geochemických anomálií, pretože hydrotermálne procesy v karbonátoch sa prejavujú zmenou pôvodnej štruktúry a geochemicky prínosom hlavných, alebo sprievodných prvkov hydrotermálneho pôvodu.

Sekundárne aureoly sme metalometricky študovali len v niektorých úsekoch (v oblastiach už s makroskopicky nápadným sfarbením); nepredpokladali sme totiž priame východy zrudnenia na povrchu (ktoré by starcom už neboli známe).

Geochemický výskum význačnejších prameňov Muránskej plošiny (spektrochemicky z odparku vôd) robil Gazda (1961—63). V oblasti Muránskej plošiny sa uskutočnil aj litologický výskum sedimentárnych členov Foederata série i werfenu ako aj karbonátových hornín triasu za účelom zistenia vhodnosti jednotlivých stratigrafických horizontov pre metasomatické zrudnenie. Oso-

bitnú pozornosť sme venovali návaznosti hydrotermálnych zrudnení na štruktúrno-geologickej stavbe územia a mineralogicko-paragenetickým štúdiám starých rudných výskytov i novozistených anomálií.

V druhej etape sa uskutočnil vrtný prospekčno-štruktúrny výskum.

### *Geologická stavba územia*

Muránska plošina, ktorú v posledných rokoch geologicky študoval Bystrický (1958) a Biely (1960), predstavuje mohutnú, niekoľko desiatok km<sup>2</sup> veľkú tektonickú kryhu, budovanú spodno a strednotriasovými sedimentmi. Podľa spomenutých autorov na báze sú vyvinuté werfenské bridlice s bunkovitými vápencami, nad nimi ležia vápence a dolomity anisu. Prevažnú časť Muránskej plošiny zaberajú svetlé wettersteinské vápence. Uloženie vrstiev je skoro horizontálne, s miernym úklonom k JV. Východné ohraničenie plošiny je tektonické; mezozoické série tu končia na tzv. muránskej línii.

Pod werfenom v okrajových častiach Muránskej plošiny a v tektonických oknách sú sediment. členy tzv. Foederata série, a to kvarcitické grafitické chloriticko-sericitické a sericitické fylity a metamorfované vápence a dolomity. Názory na vek tejto série sú rôzne. Poubá (1951) a Máška (1959) ju považujú za karbón, Bystrický (1958) a Biely (1960) za metamorfované mezozoikum. Na základe svojich výskumov prikláňam sa k názoru o karbónskom veku série (pozri ďalej). V podloží Foederata série ležia kremence, príp. kremité fylity priamo na kryštalických bridliciach; posledné predstavujú najstaršie horniny územia.

#### *K otázke veku Foederata série*

Keďže Foederata série zohrala v metalogenéze Muránskej plošiny významnú úlohu, rozoberieme podrobnejšie jej litologicko-stratigrafické a metamorfné pomery.

Foederata série je známa z okrajových častí Muránskej plošiny, vždy v podloží werfenu, a je vždy intenzívnejšie metamorfovaná, jej úklon (cca 30–40° k V) oproti werfenu vykazuje smerovú diskordanciu. Z celkovej geologickej stavby územia možno predpokladať, že hoci táto série nevystupuje na povrch všade, je vyvinutá pod značnou časťou plošiny (s výnimkou miesta tektonického vyvalcovania).

Pozícia Foederata série na podložných kvarcitoch a biotitických pararulách nie je asi autochtónna. Nasvedčuje tomu nejednotný litologický sled v jednotlivých susediacich ostrovoch i paralelizácia s karbónom gemeríd, kde celkove pozorujeme tendenciu zmeny sedimentácie z detritických hornín ku karbonatickým. V oblasti Muránskej plošiny sedimentárne členy Foederata série nezačínajú bridličnatým súvrstvím, ale karbonátovými horninami (prevrátená série). Nevyjasnené je postavenie tzv. Foederata kvarcitov; časť týchto kvarcitov, považovaných za spodný trias, môže spadať ešte do karbónskej sedimentácie (obdoba s územím na styku gemeríd a veporíd).

Druhá príčina, prečo pod muránskym mezozoikom nemožno vždy predpokladať existenciu Foederata série, vyplývala z tektonického aspektu. Pri presune vlastných mäs muránskeho mezozoika (ktoré možno interpretovať ako strižný príkrov) mohlo dôjsť k vyvalcovaniu, príp. k úplnej redukcii podložných vrstiev.

Z toho vyplýva, že na geologickej stavbe Muránskej plošiny sa podieľali aspoň dva samostatné alpinotypné tektonické procesy.

Foederata sériu budujú zväčša detritické horniny, rôzne typy sericiticko-chloritických, sericitických a grafitických fylitov s polohami metamorfovaných vápencov a dolomitov. Medzi Švermovom a Pustým Poľom (už mimo územia Muránskej plošiny) zistili sa v nej i menšie polohy diabázových tuftov.

V minulosti niektorí autori (Biely 1960) oddeľovali od Foederata série karbónske detritické horniny (napr. sericitické fylity južne od Novej Máše; komplex fylitov západne od Vernára). Na základe vlastných štúdií myslím, žeby bolo správnejšie považovať sedimentárne komplexy Foederata série i karbónu za *produkt jednotnej — karbónskej sedimentácie*. Okrem litologických pomerov svedčia pre to i metamorfne procesy. Na rozdiel od nemetamorfovaných nadložných werfenských bridlic a strednotriasových karbonátov sú vrstvy Foederata série vždy epizonálne, lokálne až mezozonálne metamorfované. Tento markantný metamorfny skok je evidentný na všetkých lokalitách. Predpokladám, že k metamorfóze Foederata série došlo prvý raz ešte počas hercýnskej fázy vrásnenia; druhý raz lokálne počas presunu mezozoických más cez Foederata sériu.

### Ložiskové a paragenetické pomery na starých rudných výskytoch

[1] *Polymetalické (Pb—Zn—Cu—Ag) zrudnenie na Lapinke (Livius-Samuel)* patrilo k najvýznamnejším v oblasti Muránskej plošiny. Leží cca 3 km JJZ od Pohorelskej Maše v Ráčzovej doline, blízko styku karbónu s kryštalinikom Fabovej hole. Ložisko sa ťažilo hlavne pre zvýšený obsah Ag a čiastočne Au ešte v XVI. storočí (Maderspach 1916).

Podľa Poubu (1951) ide tu o vrstevno-metasomatické zrudnenie na rozhraní karbónskych dolomitických vápencov a nadložných grafitických bridlic, smeru zhruba S—J s úklonom 40—50° k V. Jeho priebeh býva prerušovaný priečnymi dislokáciami. Je vyvinuté v podobe metasomatických šošoviek, poprípade žilníkov max. hrúbky 70 cm (v priemere 10—40 cm). Medzi zrudnenými šošovkami tvorí zrudnenie len žilníky s hustou sieťou paralelných žiliek konkordantného smeru (1—3 mm hrubé).

Ložisko bolo sledované na 3 obzoroch, na vzdialenosť cca 100 m a do hĺbky cca 20 m. Jeho pokračovanie na sever nebolo overené.

*Hlavné rudné minerály* (podľa Poubu) sú: tmavohnedý sfalerit (ktorý prevláda), galenit a tetraedrit (švacit — obsah Hg) a pyrit. Okraje rudných žiliek tvorí žltohnedý, inokedy biely ankerit. *Sukcesia vylučovania*: kremeň — pyrit — ankerit — sfalerit — galenit — tetraedrit — sek. minerály (smitsonit, malachit, azurit, aragonit). Hlavnými nositeľmi Ag sú galenit a tetraedrit. Hlavným nositeľom Au je tetraedrit (cca 4 gr/t).

[2] *Fe—(Cu) zrudnenie vo werfene na severnom úpätí Muránskej plošiny* je známe cca 3 km J od Pohorelskej Maše JV od kóty 792. Staré banské práce už nie sú prístupné, takže len z haldového materiálu a z rýh dá sa usúdiť na charakter mineralizácie. Podľa veľkosti 2 starých hald išlo len o menšie banské

diela, razené asi naprieč zrudnením. Smer zrudnenia podľa priebehu mineralizácie na povrchu je cca JZ—SV.

Hlavnými rudnými minerálmi sú hematit (spekularit) — ankerit — siderit a sporadický chalkopyrit (v asociácii s ankeritom a sideritom) a zriedkavý pyrit. Ide o zrudnenie žilného typu; jeho hlbinné pokračovanie nie je známe. Pre nízky obsah Cu (pri povrchu) nemá ekonomický význam; smerom do hĺbky môže byť však mineralizácia bohatšia.

Na SV od hald (cca 1,2—1,5 km) sme zistili v povrchových odkryvoch vo werfene a v aniských vápencoch JZ od Čistého Grúňa niekoľko menších hydrotermálnych žiliek s obdobnou mineralizáciou. Ide zrejme o pokračovanie tej istej mineralizácie. Geochemický obraz Fe (Cu) zrudnenia podáva tabuľka 2.

[3] *Fe (Cu) zrudnenie vo werfene na južných svahoch Muránskej plošiny* vystupuje na hornom konci Hrdzavej doliny. Ide o obdobné výskyty Fe (Cu) ako na severných svahoch. Tieto hydrotermálne žily s hematitom (spekularitom) ankeritom, sideritom a chalkopyritom boli známe už v minulosti. R. 1963 (Geologický prieskum Rožňava, Baczó) ryhami boli tu zachytené len ankeritové pásma so spekularitom a sporadickým chalkopyritom. Odkryvy rudných žíl sa tu dajú pozorovať na vzdialenosť cca 150 m (v smere V—Z). Vcelku ide o zrudnenie pri povrchu s nízkym obsahom Cu, ktorý smerom do hĺbky môže vzrastať najmä v podložnej Foederata sérii.

[4] *Pyritové zrudnenie v karbónskom okne JZ od Pohorelskej Maše (Magurka, Sosnina, Gindura):*

(a) *Zrudnenie blízko styku werfenu a karbónskych fylitov*, cca 200 m Z od kóty 792,1 m v záreze dolinky Magurka. Podľa Horala (1951) štôlnička cca 40 m dlhá prechádzala najprv cez grafitické a seritické fylity karbónu a potom cez pyritizované karbonáty. Podľa haldového materiálu ide tu o sulfidickú  $FeS_2$  metasomatózu v karbónskych vápencoch; jediným sulfidickým minerálom je tu pyrit, ktorý tvorí zhluky až 5—8 cm veľké. Vystupuje v asociácii s ankeritom a kalcitom. P o u b a (1951) spomína z tejto lokality aj arzenopyrit, ktorý sa mne nepodarilo zistiť mineragraficky ani spektrálne. Ani v separovaných sulfidoch As nebol stanovený.

(b) *V blízkosti hrebeňa Struženík—Gindura* v Z konci Sosniny boli známe menšie kutacie práce na halde s pyritom a ojedinele s tetradritom (posledný je zväčša premenený na azurit, príp. malachit). Metasomatické zrudnenie vystupuje v karbónskych dolomitických vápencoch veľmi rozptýlene.

(c) *V oblasti Sosniny* (v strednej časti údolia Čupkula) na halde pozorujeme limonity a ojedinele pyrit. Zrudnenie sa nachádza na rozhraní karbónskych vápencov a fylitov; podobné haldy sú v strednej časti lúk v Sosnine (pri prameni).

(d) *V hornom konci gindurského údolia* v karbónskych fylitoch je ďalšia za-



Tab. 1.

## Ložisko: STRUŽENÍK – LAPINKA (rudnina)

Vz.:	Si	Fe	Ca	Mg	Al	Mn	Na	K	Ti	Sr	Li	Ni	Co	Cr	V	Pb	Zn	Cu	Ag	Hg	No	Sn	Sb	As	Rb	Ga	Ge	Cd	Y	Yb	Sc	La	Ba	
1	5	5	5	5	5	3	3	4	2	2	2	1	1	1	-	5	5	1	2	2	-	-	4	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	6	5	4	3	3	3	2	3	2	1	1	2	-	1	-	4	6	3	3	4	-	-	4	-	-	1	-	3	-	-	-	-	-	1
3	6	6	6	5	5	4	1	3	2	2	1	2	-	1	-	5	5	2	3	4	-	-	4	3	-	-	-	3	-	2	-	-	-	1
4	5	6	6	5	3	4	1	-	-	2	1	-	-	1	-	5	3	2	3	-	-	-	4	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
5	5	6	5	5	4	5	3	5	2	2	1	2	1	2	-	5	4	3	3	-	1	3	4	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	2

Geochemický obraz zrudnenia podáva tab. 1.

Vysvetlivky: 6 – koncentrácie prvku nad 10 %; 5 – koncentrácie prvku v rozmedzí 10 %–1 %; 4 – koncentrácie prvku v rozmedzí 1 %–1/10 %; 3 – koncentrácie prvku v rozmedzí 1/10 %–1/100 %; 2 – koncentrácie prvku v rozmedzí 1/100 %–1/1000 %; 1 – koncentrácie prvku menej ako 1/1000 %.

Tab. 2.

## Fe—Cu – zrudnenie vo verfene (sever)

Geol. zn.:	Si	Ca	Fe	Mg	Mn	Al	Na	K	Li	Sr	Ba	Ti	V	Co	Ni	Cr	Pb	Zn	Cu	Ag	Mo	Sn	Y	Ga
PZ-40	5	5	5	5	3	3	4	-	1	2	1	1	2	2	1	-	2	-	2	-	-	-	-	-
PZ-46	5	5	5	5	4	5	3	-	2	3	2	2	2	2	2	2	2	-	4	2	-	-	-	-
M-478	5	5	5	4	4	4	4	-	1	1	2	3	-	2	2	1	-	4	1	-	-	-	1	-
M-479	5	5	5	3	3	3	3	-	-	2	2	2	-	1	2	-	2	-	2	-	-	1	-	-
M-509	4	6	6	5	4	3	4	-	1	2	1	3	2	2	1	1	1	-	3	2	-	1	-	-

valená štôlnička (cca 30 m nad údolím potoka). Na halde sú už len kusy limonitov (až 30 cm v priemere) značne poréznych. Podľa Horala sa tu okrem pyritu zistil aj galmei a ojedinele sfalerit.

(e) Niekoľko menších „píng“ je v karbónskom okne cca 200 m V od *Gindurského sedla*. Zistil som tu len pyrit s hydrotermálnym kremeňom, blízko styku karbónskych dolomitických vápencov so stredotriasovými vápencami.

### Geochemicko-štruktúrna analýza

Geochemické prospekčné štúdiá sme zamerali na sledovanie povrchových hydrotermálnych zmien, ktoré by mohli indikovať skryté metasomatické zrudnenia. Štruktúrne zmeny sme pozorovali hlavne v najnádejnejších lito-fáciách — v karbonátoch, menej v ostatných horninách. Pomocou semikvantitatívnych spektrálnych a klasických chemických analýz (na Pb, Zn, Cu a Mo) sme zisťovali, či štrukt. zmeny boli vyvolané hydrotermálnymi procesmi, alebo vadóznymi povrchovými vodami, resp. počas tektonických procesov. V prípade hydrotermálneho pôvodu prejavili sa zvýšenou koncentráciou hlavných rudných prvkov i sprievodných hydrotermálnych stopových elementov.

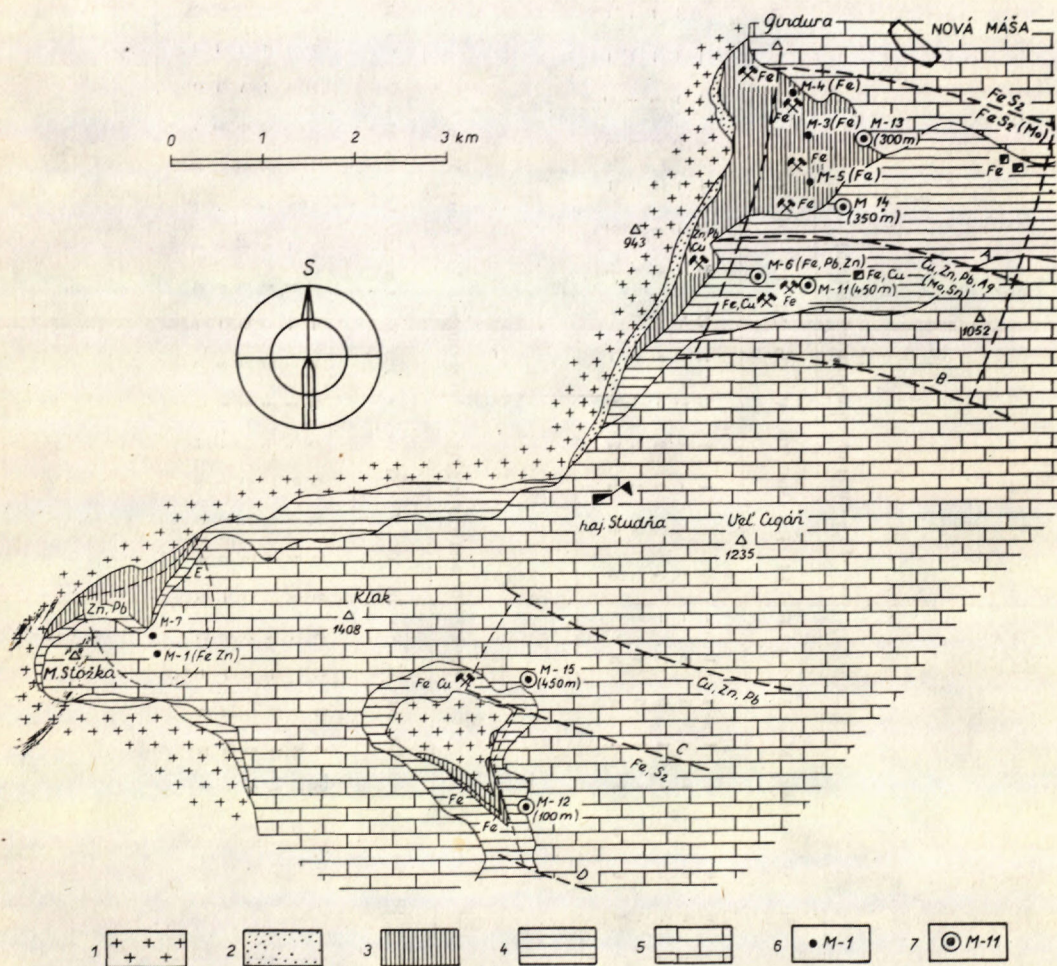
Najintenzívnejšie hydrotermálne premeny sa viažu na Foederata sériu a na jej bezprostredný styk s nadložnými a podložnými útvarmi. Vo werfenských vrstvách, ktoré ležia diskordantne na Foederata sérii, štruktúrne zmeny poväčšinou majú ráz tektonický (rauwalky). Menšie hydrotermálne zmeny pozorovať len na priečných tektonických líniiach. V nadložných stredotriasových karbonátoch sme pozorovali len nepatrné štruktúrne zmeny, vyvolané zväčša povrchovými vadóznymi vodami (v stredotriasových dolomitoch). Najvrchnejšie wettersteinské vápence sú prakticky sterilné.

Väčšia časť Foederata série býva prikrýta mladšími útvarmi; z toho dôvodu tektonické okná (Hrdzavské okno) a zárezy hlbokých dolín (južne od Pohorelskej Maše; Stoška — J od Závadky) nám poskytovali maximum študijného materiálu.

Južne od *Pohorelskej Maše* (počínajúc od západného úpätia Gindury) sme na povrchu vo Foederata sérii zistili miestami až 70 m široké a 2,5 km dlhé súvislé hydrotermálne pásmo cca S—J smeru. Karbonáty (vápence a dolomity) sú tu značne vybielené a obsahujú (už limonitizovaný) pyrit, lokálne so sporadickým tetraedritom. Vybielenie karbonátov v okolí mineralizovaných miest je spôsobené vznikom  $H_2SO_4$  z pyritov pri zvetrávaní. Vzorky z tohto hydrotermálneho pásma nemajú zvýšený obsah Cu, Pb, Zn. Z toho usudzujem, že dominantnými sulfidmi tejto mineralizácie boli pyrity. Do tohoto pásma spadajú aj niektoré staré pingy s pyritovým zrudnením a na juhu tiež staré Pb, Zn, Cu ložisko na Lapinke. Toto 2,5 km dlhé hydrotermálne pásmo sa ponára smerom na juh pod mezozoické komplexy Muránskej plošiny.

Menšiu hydrotermálnu anomáliu sme zistili na severnom úpätí Muránskej plošiny, cca 1,5 km JZ od Zlatna na styku werfenu a strednotriasových dolo- mitov a v susedných werfenských rauwakoch. Vzorky z týchto lokalít okrem limonitizácie mali miestami aj zvýšený obsah Pb a Zn.

Ďalšie hydrotermálne prejavy spojené s limonitizáciou a ankeritizáciou v sprievode spekularitu sú cca 3 km južne od Pohorelskej Maše vo werfenských bridliciach (v nadloží Foederata série) blízko starých Fe (Cu) prác; dajú sa sle- dovať vo V—Z smere na vzdialenosť cca 1,5 km.



Obr. 1. Prognózná mapa Muránskej plošiny. 1 — kryštalikum Fabovej hole; 2 — kremence obalovej série; 3 — sedimenty Foederata série; 4 — werfenské bridlice; 5 — strednotriasové karbonáty; 6 — realizované vrty; 7 — vrty navrhované na overenie zrudnených polôh.

Tab. 3.

## Fe—Cu zrudnenie vo werfene (juh)

Geol. zn.:	Si	Ca	Fe	Mg	Mn	Al	Na	K	Li	Ba	Sr	Ti	V	Co	Ni	Cr	Pb	Zn	Cu	Ag	Mo	Sn	Y	Yb	Sn	B	Zr	Ga
M-442	6	6	6	4	4	4	1	-	2	1	1	2	2	2	2	2	2	-	4	-	-	-	1	-	-	-	-	-
22302	5	4	5	3	2	3	3	-	1	1	-	3	2	1	3	-	-	-	2	-	-	-	-	-	2	-	-	-
M-7	5	5	5	4	4	5	3	-	2	2	2	2	-	2	-	1	1	-	3	1	-	-	-	-	2	2	-	-
M-9	5	5	5	5	4	5	4	2	1	2	3	2	-	2	1	2	-	-	2	1	-	-	2	2	2	-	2	1
M-520	4	6	6	5	4	3	3	3	2	1	2	2	1	-	2	1	2	-	2	2	-	-	-	-	-	-	-	1

Tab. 4.

## Spektrálne analýzy z pyritového zrudnenia J od Novej Maše

Lokalita:	Si	Fe	Mg	Mn	Ca	Al	K	Na	Li	Ti	V	Ni	Co	Cr	Pb	Zn	Cu	Ag	As	Sb	Mo	V	Yb	Ba	Zr	Sr	Sc	Sn	Ga	B	La
Magurka	5	5	5	5	5	5	3	3	2	3	2	3	2	2	2	-	1	-	-	-	-	2	2	2	2	3	2	-	-	-	-
Čupkula	5	5	2	1	3	3	2	3	1	2	1	2	-	1	1	-	1	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Sosnina	5	5	4	1	1	5	-	2	1	3	2	2	-	1	2	2	1	1	2	3	3	-	-	1	1	1	-	-	1	2	-
Sosnina	5	5	4	2	3	5	-	2	2	3	2	2	-	2	2	2	2	1	2	2	2	-	-	3	2	2	-	-	-	3	-
Začkula	5	5	4	4	3	5	-	1	-	3	1	1	-	1	2	-	1	1	-	3	2	-	-	5	1	1	-	-	2	2	-
Začkula	5	5	5	3	2	5	-	2	2	4	2	2	-	2	3	-	3	1	-	3	-	-	-	2	2	2	-	-	-	3	-

Aj na južných svahoch Muránskej plošiny sme zistili hydrotermálne prejavy, najmä blízko starého Fe (Cu) výskytu vo werfene Hrdzavského okna. Zrudnenie je tu doprevádzané ankeritizáciou a spekularitizáciou werfenských bridlíc. Nový výskyt je na styku Foederata série a werfenu Hrdzavského okna, kde je pyritizácia doprevádzaná albitom a hematitom. Na povrchu sú pyrity už značne limonitizované. Pyritizácia má tu opäť frontálny charakter, môžeme ju sledovať s menšími prerušeniami na vzdialenosť cca 1,5 km. S maximálnymi koncentraciami pyritu sme sa stretli v záreze Hrdzavej doliny (pri chatkách), kde obsah síry vo vzorkách činil až 9 %. Mocnosť zrudnenia pre zasutenosť terénu sa nedá presne stanoviť.

Mimo líniu Pohorelská Maša—Hrdzáva dolina sa stretávame už len s menšími hydrotermálnymi prejavmi, napr. v doline medzi Veľkou a Malou Stoškou (zvýšené obsahy Pb a Zn); ďalej niekoľko m<sup>2</sup> výskyt hydrotermálnych rauwakov pri kóte 1147 a hydrotermálne vybielené pásmo dolomitov (čiastočne s vyšším obsahom Zn) cca 200 m SSZ od Hajnáša. Tieto výskyt v západnej časti Muránskej plošiny však nepovažujem za prejavy rozsiahlejšieho zrudnenia v hĺbke.

#### Sledovanie hlbínnej mineralizácie

Za účelom sledovania hlbinného pokračovania povrchových hydrotermálnych anomálií sa uskutočnili viaceré plytšie vrty, hlavne v hydrotermálnom pásme južne od Pohorelskej Maše [vrty M-3 (152 m); M-4 (89 m); M-5 (168 m); M-6 (174 m); viď situačnú mapku].

Keďže zrudnenie maximálne zasahuje Foederata sériu, vrty boli založené tak, aby prevrtali tento komplex. Vzhľadom na úklon vrstiev tejto série (40—45° k V) boli vrty M-3, M-4, M-5 situované na východ od povrchového hydrotermálneho pásma.

Foederata séria má tu pestrý litologický profil; viackrát striedajú sa v nej vápenito-dolomitické polohy so sericitickými, sericiticko-chloritickými a grafitickými fylitmi. Smerom do podložia prevládajú karbonáty. Celý komplex je epizonálne metamorfovaný — karbonáty mramorizované, bridlice premenené na fylity. Foederata séria leží na epimetamorfovaných kvarcitoch, v podloží ktorých sú už kryštalické bridlice (granitizované biotitické pararuly s imbibičnými živcami).

Zrudnenie tu má metasomatický charakter a sústreďuje sa maximálne na karbonáty Foederata série blízko styčnej zóny s podložnými kremencami. Zrudnenie je nerovnomerne rozptýlené v karbonátoch v podobe „vkraplenikov“ (1—2 mm veľkosti), menších hniezd a žilnikov, čo poukazuje na infiltrčný ráz metasomatózy. Okrem bázy Foederata série, ktorá je najviac zrudnená, rudné roztoky zasiahli aj vyššie horizonty; tu je však zrudnenie viac rozptýlené, slabšie. Zvýšené koncentrácie boli pozorované aj v podloží bitu-

minózných polôh, ktoré zrejme slúžili ako nepriepustná clona pre ascendenčné hydrotermálne roztoky.

Hlavným zrudnením je *pyritizácia*, v doprovode s hydrotermálnym kalcitom, ankeritom a kremeňom. Z ostatných sulfidov sa sporadicky v miestach s najintenzívnejšou mineralizáciou zistil aj chalkopyrit a tetraedrit, ktoré sú relatívne mladšie ako pyrit. Pyritizácia bola zachytená vo všetkých troch vrtoch, nikde však v bilančnom množstve; maximálne koncentrácie síry sa pohybovali okolo 5 %. Vzhľadom na metasomatický fenomén zrudnenia smerom bližšie k magmatickému zdroju mohla byť mineralizácia bohatšia.

Geochemický obraz zrudnenia podávajú spektrálne analýzy z mineralizovaných polôh vrtu M-3, M-4, M-5, vyhotovené v spektrochemickom laboratóriu GÚDŠ (tab. 5).

Okrem sprievodných stálych prvkov pyritového zrudnenia (Co, Ni, Cr, Cu) z ostatných hydrotermálnych prvkov sa zistili stopove len: Mo, Pb, Zn, Sb, Ag, Sn a B. Koncentrácia Cu (0,01—0,001 %) nenaznačuje, žeby okrem inklúzií v pyritoch med' vystupovala aj v samostatnej sulfidickej fáze. Výskyt Sb v tejto mineralizácii je v súlade s výskytom tetraedritu (v tých prípadoch vzrastá i Cu). Pre tento typ zrudnenia býva príznačná skoro stála prítomnosť Mo; minerograficky sme síce nezistili žiaden samostatný Mo-minerál, ale nie je vylúčené, že pri zvýšení klarku Mo v hlbších partiách mohol byť prítomný i molybdenit. Ťažko totiž predpokladať, že Mo sa viaže na pyrity (porovnaj spektrálne analýzy separovaných pyritov). Koncentrácie Pb a Zn sa len málo odchyľujú od bežného hydrotermálneho klarku nepolymetalických zrudnení. Prítomnosť Sn vo vrtoch situovaných bližšie k juhu je zaujímavá z genetického hľadiska. Mohlo by sa tu totiž uvažovať o určitej spätosti s materskými granitovými intrúziami a o ich hlbinej lokalizácii. Výskyt Ag, resp. jeho klark neprevyšuje bežné hodnoty v horninách. Bór, posledný hydrotermálny prvok v tomto zrudnení a jeho pomerne vysoká koncentrácia (najmä vo vrte M-5) je zaujímavý vzhľadom na analogické pomery na rudných žilách Spišsko-gemerského rudohoria.

Na základe štúdia vrtov M-3, M-4, M-5 uskutočnil sa v pokračovaní tohto hydrotermálneho pásma (cca 1,5 km J od vrtu M-5) ďalší vrt M-6. V jeho okolí je Foederata séria prikrytá mocným súvrstvom werfenu.

Vrt mal prevŕtať werfen i celú Foederata sériu a mal skončiť v podložných kremenoch. Z metalogenetického hľadiska sa malo zistiť, či pyritové zrudnenie, zistené v ostatných vrtoch, pokračuje i ďalej na juh, resp. či pyritové zrudnenie nie je doprevádzané polymetalickým zrudnením podobného typu ako na starom polymetalickom rudnom výskyte Livius—Samuel na Lapinke. Žiaľ, z technických príčin (pre zlý výnos jadra) vrt bol predčasne ukončený, takže mnohé problémy metalogenézy Foederata série ostal otvorené.

Vrtom sa však zistilo, že werfen (mocnosť 118 m) zastupujú najprv bridlice seisu, vystriedané kampilom (slienité vápence a bridlice) a nižšie opäť seisom (šedé a červené

bridlice). Ide tu zrejme o tektonické zdvojenie. Na styku werfenu s Foederata sériou je poloha (niekoľko metrov) mocných tektonických brekcií (hydrotermálne vybiehajúcich). Styk werfenu s Foederata sériou je tektonický. Werfen nie je postihnutý metamorfózou; naproti tomu celá Foederata séria, zastúpená sericitickými fylitmi a mramorizovanými vápencami a dolomitmi s polohami grafitických fylitov, je vždy epizonálne metamorfovaná. Medzi oboma útvarmi je uhlová diskordancia (úklon vrstiev Foederata série cca 35°, werfenu 10°).

Vo vrte M-6 bolo zastihnuté až trojaké zrudnenie. Vo werfenských slienitých vápencoch sa zistili dve niekoľko dm polohy so slabším Fe (Cu) žilným zrudnením podobného typu ako na severnom a južnom úpätí Muránskej plošiny. Prevláda tu ankerit a siderit; k nim pristupuje spekularit so sporadickým chalkopyritom. Okolo rudných žíl je široký hydrotermálny dvor.

Druhý typ zrudnenia predstavujú niekoľkometrové polohy impregnačno-metasomatického pyritového zrudnenia v karbónskych sericitických fylitoch (Foederata séria). Spolu s pyritom vystupuje tu siderit a hydrotermálny kremeň. Pre rozdrvenosť jadra v zrudnených partiách sa základné parametre zrudnenia nedali vyhodnotiť. Zrejme však ide o pokračovanie frontálneho metasomatického pyritového zrudnenia, zachyteného vo vrtoch M-3, M-4, M-5.

Tretí typ (najhlbšie vo vrte M-6) tvorí impregnačno-metasomatické polymetalické zrudnenie (slabších koncentrácií a mocností) v karbónskych dolomitoch (Foederata séria). Aj tu výnos jadra nebol dostačujúci pre celkové zhodnotenie. V nábrusovom materiáli sa zistil len chalkopyrit a tetraedrit; pravdepodobne však je tu prítomný aj galenit a sfalerit (viď spektrálne analýzy). Ide o podobný typ zrudnenia ako na starom polymetalickom výskyte na Lapinke. Žiaľ, otázka, či zrudnenie pokračuje smerom do hĺbky (najmä v najnádejnejšej styčnej zóne s podložnými kremencami) pre predčasné ukončenie vrtu zostala nevyjasnená. Vrt M-6 by bolo treba predĺžiť až do podlažia s kremencami. Spektrálne analýzy vzoriek z vrtu M-6 sú na tab. 6.

Z geochemického hľadiska by som chcel poukázať na niektoré závislosti. Pozoruhodné je, že Sn vystupuje len v prvom a treťom type zrudnenia, kde možno predpokladať vyššiu termálnosť roztokov. Pyritové zrudnenie je dosť analogické s FeS<sub>2</sub> mineralizáciou vrtoch M-3, M-4 a M-5 (prítomnosť Co, Ni, Cr, Pb, Zn, Cu a B; neprítomnosť As). Tretí typ zrudnenia sa vyznačuje širokou asociáciou hydrotermálnych rudných a stopových prvkov. Okrem mineralogicky viazaných hlavných rudných elementov (Pb, Zn, Cu, Sb a As) je tu celý rad ďalších, pravdepodobne izomorfne viazaných: Bi, Ag, Hg, Cd, Mo, Sn, Ge a Ga.

Mimo hlavné zrudnené pásmo Pohorelská Maša—Hrdzavá dolina sme sledovali hlbinné pokračovanie geochemických indicií, zistených medzi Veľkou a Malou Stožkou, južne Závadky, a to vo vrte M-1 (90,5 m), založenom v strednotriasových vápencoch (prechádzajúcich do dolomitov) a ukončenom v kampire. V dolomitoch sa zistila 4 m poloha s hydrotermálnym obohatením. Ide

Spektrálne analýzy zo zried. partíí vrto v M-3, M-4 a M-5

Tab. 5.

Vrt		Chem. č.	Si	Ca	Fe	Mg	Mn	Al	Ti	Sr	Ba	Li	Na	K	Zr	Ni	Co	Cr	Pb	Zn	Cu	Ag	Sb	Sn	Mo	V	Ga	Se	P	B	La	Yb	Be?
M-3	34,5 m	967	6	6	6	5	4	5	4	3	3	3	4	5	2	3	2	3	2	-	2	1	-	-	2	2	2	2	-	2	-	-	-
M-3	39,1 m	966	5	6	6	5	4	4	3	2	3	2	3	4	-	2	-	2	2	3	2	2	3	-	2	2	1	-	-	-	-	-	
M-3	42,4 m	965	6	6	6	5	3	5	4	3	3	2	3	4	3	3	2	2	3	3	3	2	3	-	2	3	2	2	4	2	2	-	-
M-3	110,4 m	443	6	3	5	5	3	4	2	-	1	2	4	-	-	2	2	2	2	3	2	-	-	-	2	2	2	-	-	3	-	-	-
M-3	112,7 m	441	6	5	5	5	3	5	3	2	2	2	4	-	-	2	2	2	2	3	2	1	-	-	3	2	2	-	-	3	-	-	-
M-4	51,1 m	1158	6	6	6	5	3	4	2	2	-	1	2	-	-	2	2	2	-	-	-	1	-	-	-	2	-	-	-	-	2	-	-
M-4	52,8 m	1160	6	6	5	5	3	3	2	2	3	1	2	-	-	2	-	1	2	-	1	1	-	-	-	-	1	2	-	-	-	2	-
M-5	154,2 m	2272	5	4	3	5	3	3	3	-	1	1	4	4	-	2	2	2	2	-	2	1	-	2	2	1	2	-	-	3	1	-	-
M-5	155,0 m	2279	5	4	5	5	3	4	3	1	-	1	3	-	-	2	-	2	2	-	2	1	-	1	2	2	1	-	-	4	-	-	-
M-5	155,6 m	1956	6	5	6	5	3	4	3	2	-	2	4	-	-	2	2	2	2	3	2	1	-	2	3	2	1	-	-	4	1	-	2
M-5	159,7 m	2281	2	4	4	4	-	4	3	-	-	-	3	-	-	2	-	1	3	-	3	-	-	1	3	2	2	-	-	4	-	-	-

Spektrálne analýzy zo zrud. partíí vrtu M-6

Tab. 6.

Vrt		Chem. č.	Si	Ca	Fe	Mg	Mn	Ti	Al	Na	K	Li	Sr	Ba	Zr	Co	Ni	Cr	V	Pb	Zn	Cu	As	Sb	Ag	Bi	Mo	Hg	Sn	Cd	Ga	B	Ge	Se	La		
M-6	79,6 m	1958	5	6	6	5	4	3	4	3	-	2	2	3	-	2	2	1	2	1	-	2	-	-	2	-	-	-	1	-	1	-	-	-	-	-	I. typ
M-6	81,5 m	1961	4	6	6	5	4	3	3	2	-	1	2	2	-	2	2	1	-	-	2	3	-	2	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	I. typ
M-6	81,8 m	1957	3	6	6	5	4	2	3	-	-	1	2	2	-	2	2	1	-	-	3	2	3	-	1	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	I. typ
M-6	136,5 m	1962	5	2	6	4	3	4	3	4	-	2	1	2	2	3	3	1	-	3	3	3	-	-	2	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	II. typ
M-6	137,0 m	439	6	5	6	5	4	4	6	5	5	2	3	2	-	2	3	2	2	2	3	2	-	-	1	-	-	-	-	2	2	-	2	-	-	-	II. typ
M-6	138,5 m	2621	6	6	5	5	3	4	5	3	5	3	2	3	2	2	2	3	2	2	3	3	-	-	2	-	-	-	-	2	2	-	2	2	-	-	II. typ
M-6	160,5 m	2544	4	5	6	4	4	2	3	3	4	-	2	3	-	-	2	2	-	4	5	5	4	4	4	4	3	2	2	2	3	-	2	1	-	-	III. typ



o žilnometasomatickú, rozptýlenú Fe (Zn) mineralizáciu (koncentrácie Zn dosahujú len desatiny percenta). Vplyvom atmosférických sa už nestretávame s primárnou rudnou paragenézou, ktorá asi odpovedala pyrit-sfaleritovej mineralizácii, ale len s nápadne sfarbenými šedohnedými dolomitmi kaver-nóznopráškovej konzistencie.

Tieto mineralizované partie charakterizuje len veľmi chudobná asociácia hydrotermálnych prvkov (Zn, Fe, Pb, Cu, Ag). Dokonca ani bór, tak charakteristický pre rudné výskyty v pásme Pohorelská Maša-Hrdzavá dolina, sa tu nezistil.

200 m severnejšie od vrtu M-1 bol situovaný vrt M-7 (212 m), ktorý mal zistiť, či mineralizácia vrtu M-1 nie je intenzívnejšia v podložnej Foederata sérii. Vrt však skončil negatívnym výsledkom. Z geologického hľadiska je zaujímavá skutočnosť, že Foederata séria (tvorená opäť karbonato-ílovitým súvrstvím) je tu až mezozonálne metamorfovaná (hojné porfýroblasty biotitu). Medzi werfenom a Foederata sériou je markantný metamorfný skok.

### Geochemia pyritov

Pyrity, ako najrozšírenejší hydrotermálny minerál v oblasti Muránskej plošiny, sme podrobne študovali aj z hľadiska geochemického, a to vzorky z vrto- v i povrchové. Čisté pyrity boli získané pomocou brómoformu, ryžovania a elek- tromagnetu. Z čistého koncentráta bola stanovovaná síra a selén. Analýzy vyhotovil ÚVR, Kutná hora. Výsledky analýz sú v nasledovne:

Lokalita	S	Se	Lokalita	S	Se
Vrt M-3 (34,50 m)	52,6 %	49 g/t	Vrt M-6 (133–137 m)	52,0 %	14 g/t
Vrt M-3 (43,90 m)	52,3 %	38 g/t	Magurka – halda	50,2 %	17 g/t
Vrt M-3 (44,50 m)	50,7 %	38 g/t	I. výskyt v Hrdzavej doline	49,8 %	20 g/t
Vrt M-3 (110,70 m)	52,2 %	27 g/t	II. výskyt v Hrdzavej doline	37,5 %	15 g/t
Vrt M-3 (112,70 m)	52,0 %	21 g/t			
Vrt M-4 (42,50 m)	53,5 %	41 g/t			
Vrt M-4 (44,40 m)	50,4 %	29 g/t			

Z analýz vidieť, že tunajšie pyrity v porovnaní s obsahom síry majú pomerne značný obsah selénu; v južných oblastiach sú však chudobnejšie. Klesajúcu tendenciu obsahu selénu pozorovať aj smerom do hĺbky. Selén, ako ľahko tekavý prvok sa zrejme hromadil vo vrchnejších partiách ložiska. Koncentrácia selénu v pyritoch z vrtu M-3 a M-4 je vyššia ako v pyritoch na Smolníku (pozri Babčan—Ilavský 1962). Pri dostatočne bohatej koncentrácii pyritového zrudnenia v oblasti Muránskej plošiny by sa dalo uvažovať aj o využití selénu.

Geochemický obraz separovaných pyritov podávajú spektrálne semikvanti- tatívne analýzy na tab. 7. Zo spektrálnych analýz vidíme, že mikrochemizmus pyritov z rôznych lokalít Muránskej plošiny je dosť podobný a vcelku chudobný na sprievodné stopové elementy.

Tab. 7

Vzorka	chem. č.	Spektrálne analýzy separovaných pyritov																		
		Fe	Mg	Mn	Ti	Ca	Na	Li	Sr	Ba	Ni	Co	Cr	Cu	Pb	Zn	Ag	Mo	Y	B
Vrt M-3 (34,5 m)	1980	6	4	2	3	2	2	1	1	3	3	3	1	3	2	2	1	-	-	-
Vrt M-3 (43,9 m)	1976	6	3	1	4	2	2	-	1	3	3	3	1	2	-	-	-	1	-	-
Vrt M-3 (44,5 m)	1973	6	3	2	4	2	1	-	1	1	3	3	2	-	-	-	-	1	1	-
Vrt M-3 (112,7 m)	1971	6	3	2	3	2	1	1	1	1	3	3	1	3	1	-	1	1	-	2
Vrt M-4 (42,9 m)	1947	6	3	2	3	2	2	1	1	2	3	3	1	2	1	-	1	1	1	-
Vrt M-4 (45 m)	1970	6	3	2	3	2	2	1	1	2	3	3	1	2	-	3	1	-	1	-
Vrt M-6 (133 - 137,5 m)	1979	6	3	2	3	2	2	-	1	3	3	3	1	3	2	-	1	-	1	2
Magurka halda	1978	6	3	2	3	2	2	-	1	1	3	3	1	2	-	-	-	1	1	-
Hrdzavá dol. sev.	1975	6	2	1	4	2	3	-	1	2	3	3	1	2	-	-	-	1	1	-
Hrdzavá dol. juh	1972	6	2	1	4	2	2	-	1	1	4	3	1	1	-	2	-	1	-	-

Pyrity majú stálu asociáciu izomorfné viazaných prvkov na  $Fe^{+2}$  (Ni, Co, Mg, Mn, Ti); pomer Ni ku Co je približne rovnaký; Cu je pravdepodobne viazané formou neizomorfných pevných roztokov. Pomerne nízke koncentrácie Mo poukazujú na nesedimentárny pôvod pyritov. V porovnaní s analýzami celej rudniny obsah molybdénu je nižší. Z toho možno usudzovať, že hlavný podiel Mo je viazaný na sprievodné hydrotermálne minerály. Ytrium zdá sa byť typomorfným sprievodným vzácnym prvkom tunajších pyritov; keďže sa v okolitých horninách nezistil, mohol by slúžiť aj ako indikátor zrudnenia. Nápadný je nedostatok As a V, čo svedčí o neprítomnosti arzénopyritovej zložky, resp. samostatného arzénopyritu.

### Metagenetické závery o oblasti Muránskej plošiny

Hydrotermálne prejavy, známe už starcom i novšie zistené rudné výskyty a hydrotermálne pásma, zachytené na povrchu a vrtmi v oblasti Muránskej plošiny, sú výsledkom rozsiahlejších metalogenetických procesov. Hydrotermálne procesy maximálne postihli Foederata sériu (karbón), najmä jej karbónatový vývin. Werfen v nadloží tejto série svojím litologickým charakterom pôsobí ako nepriepustná clona pre prenikanie ascendentných hydrotermálnych roztokov do mezozoických vrstiev. Mezozoikum je mineralizované len zriedkavo, v zónach, kde priečna tektonika vytvorila vhodné (otvorené) pukliny vo werfene.

Rozlišujeme tu dva geneticky samostatné metalogenetické areály: (a) hydrotermálne pásmo, tiahnuce sa od Pohorelskej Maše na juh do Hrdzavej doliny; (b) hydrotermálne prejavy v západnej časti Muránskej plošiny (výskyty v oblasti Malej a Veľkej Stošky; pri k. 1147 a v oblasti Hajnáša).

V prvom areále (Pohorelská Maša—Hrdzáva dolina) sa koncentruje max. hydrotermálnych prejavov v oblasti Muránskej plošiny. Rudné výskyty tu patria trom typom: 1. metasomatické pyritové zrudnenie vo Foederata sérii; 2. metasomatické polymetalické zrudnenie vo Foederata sérii; 3. žilné Fe (Cu) zrudnenie vo werfene na severných a južných svahoch plošiny.

Metasomatické pyritové zrudnenie predstavuje asi najstaršiu mineralizačnú fázu. Relatívne mladšie sú polymetalické (Zn—Pb—Cu—Ag) rudy vo Foederata sérii a Fe—(Cu) paragenéza vo werfene. Všetky tri typy mineralizácie spadajú asi do alpínskej metalogenetickej etapy (krieda).

V pruhu od Pohorelskej Maše na juh do Hrdzavej doliny (cca 10 km dlhom) sa menia i hydrotermálne prejavy, resp. intenzita zrudnenia. Na severe sa stretávame najprv s frontálnym metasomatickým pyritovým zrudnením vo Foederata sérii, pozorovateľným na povrchu i vo vrtoch na vzdialenosť cca 3 km. Smerom na juh sa pričleňuje k nemu polymetalické metasomatické zrudnenie vo Foederata sérii a Fe (Cu) zrudnenie žilného typu vo werfene.

V pokračovaní ďalej na juh nasleduje bezrudná zóna, na povrchu sterilná. Muránske mezozoikum tu prikrýva staré štruktúry (Foederata sériu). S rudnými prejavmi sa opäť stretávame až na južných svahoch plošiny vo werfene Hrdzavého okna, a to opäť s Fe (Cu) mineralizáciou, podobnou (žilného typu) ako na sev. svahoch. Napokon najjužnejšie, opäť vo Foederata sérii, ide o frontálne metasomatické pyritové zrudnenie.

Metasomatické zrudnenie je vo Foederata sérii rozšírené frontálne, čo do perspektívnosti je najnádejnejšie; karbonáty boli metasomaticky zatláčané na veľkých areáloch. Hydrotermálne roztoky maximálne využívajú styk Foederata série s podložnými kremencami (na severe), poprípade s nadložným werfenom (na juhu). Tento styk zrejme zohral dôležitú úlohu pri prenikaní hydrotermálnych roztokov.

Hydrotermálne roztoky sa z rudodarného magmatického krbu dostávali na povrch asi pozdĺž priečnej hlbinej tektonickej línie (najpravdepodobnejšie S—J smeru). Keď dosiahli úroveň Foederata série, zmenili svoj vertikálny smer a postupovali ďalej konkordantne s vrstevnatosťou tejto série. Styčné zóny pri tom boli optimálnym prostredím pre ascencenciu. Vďaka karbonátovému vývinu Foederata série a jej úklonu ( $30-45^\circ$  k V), pôsobením hydrotermálnych roztokov dochádza v nej k vrstevno-metasomatickým zmenám. Intenzita mineralizácie, v závislosti na infiltračnej metasomatóze, klesala smerom externým, t. j. k západu. Podľa celkového charakteru mineralizácie by smerom východným od vrtní zachyteného priebehu zrudnenia mineralizácia mohla vzrastať (pozri obr. 2).

Mineralizácia má v celom 10 km rudnom pásme zonálny charakter. V okrajových častiach pozorujeme nižšie termálne zrudnenia, s prevahou metasomatických pyritov. Ostatné sulfidy, hlavne tetraedrit a chalkopyrit, vystupujú len sporadicky, v miestach s najintenzívnejšou mineralizáciou. Vo vrte M-6 spolu s pyritovým zrudnením bol pozorovaný aj siderit, v južných častiach pásma, v Hrdzavej doline je hojný albit, čiastočne hematit.

Po geochemickej stránke pyritové zrudnenie charakterizujú prvky: Mo, Sb (Zn, Cu), Yb, Y, B. V separovaných pyritoch sme zistili vysoký obsah síry (cca 50 %) a selénu (30—40 g/t); Au sa nezistilo. Zaujímavé je, že obsah Se v pyritoch klesá smerom do hĺbky (lahkotekavý); rovnakú tendenciu pozorovať aj u južných rudných výskytov (Hrdzavá dolina).

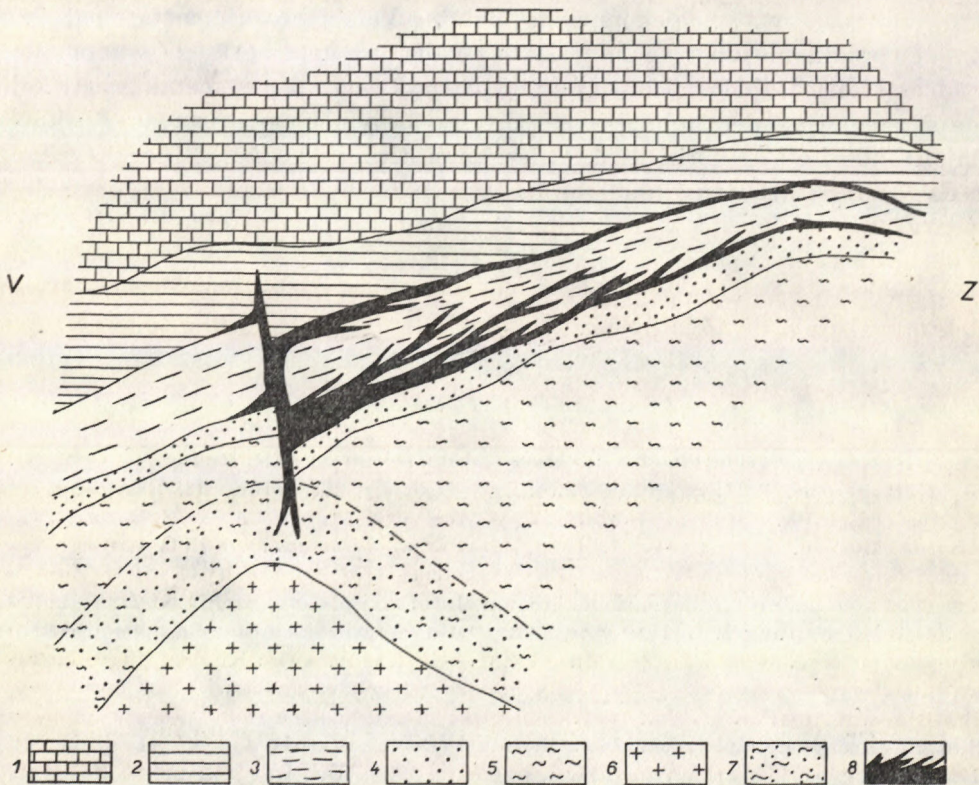
Od externých, nižšie termálnych zón s pyritovým zrudnením smerom k stredu Muránskej plošiny v pásme Pohorelská Maša—Hrdzavá dolina, nachádzame aj produkty druhej mineralizačnej fázy. Ide o vyššie termálnu paragenézu, v prvom prípade so sfaleritom, tetraedritom (schwazit), galenitom, chalkopyritom, sideritom, ankeritom, v druhom prípade s chalkopyritom, pyritom, hematitom, sideritom a ankeritom.

Polymetalickú paragenézu charakterizuje široká asociácia hydrotermálnych

elementov: Zn, Cu, Pb, Ag, Hg, Sb, As, Bi, Mo, Sn, Cd, Ge, Ga. Zrudnenie Fe (Cu) charakterizuje naproti tomu len skromná asociácia stopových prvkov: Cu, Pb, Ni, Co, Sn.

Žilné prejavy Fe (Cu) paragenézy vo werfene by mohli indikovať prípadné skryté metasomatické polymetalické zrudnenie v podložnej Foederata sérii.

Prítomnosť Sn v rudách tejto oblasti naznačuje, že magmatickým zdrojom mohli byť intrúzie granitov, resp. granodioritov. V oblasti Muránskej plošiny síce na povrchu nepoznáme takéto magmatické prejavy, ale ďalej na východ, v styčnej zóne gemeríd a veporíd, ako aj v Spišsko-gemerskom rudohorí sú známe. K intrúzii mohlo dôjsť pod muránskym mezozoikom zhruba v oblasti Veľkého Cigáňa (k. 1255 m).



Obr. 2. Schematický geologický rez Muránskou plošinou s predpokladaným priebehom metasomatického zrudnenia. 1 — stredotriasové karbonáty; 2 — werfenské bridlice; 3 — sedimenty Foederata série; 4 — kremence obalovej série; 5 — kryštalicke bridlice Fabovej hole; 6 — predpokladaná alpinská granitoidná intrúzia; 7 — kontaktný dvor; 8 — možný priebeh metasomatického zrudnenia.

Metagenetické pomery Muránskej plošiny majú určitú analógiu so zrudnením Spišsko-gemerského rudohoria. Prvá pyritová mineralizácia by mohla odpovedať sideritovému zrudneniu Spišsko-gemerského rudohoria, polymetalická a Fe (Cu) paragenéza rejuvenačnej sulfidickej fáze Spišsko-gemerského rudohoria. Pri mineralizácii v oblasti Muránskej plošiny v prvých etapách mal však vo vadóznych vodách prevahu sulfátový anión, na rozdiel od bikarbonátového v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria.

Prvá metalogenetická oblasť Muránskej plošiny (Pohorelská Maša — Hrdzavá dolina) si zasluhuje priesk. pozornosť — externé zóny na Se-nosné pyrity (s možnými vyššími koncentraciami Mo v hlbších partiách), interné zóny na polymetalické metasomatické zrudnenie. Budúce vrty treba vrátať až do obalových kremencov, resp. do kryštalinika.

Druhú oblasť tvoria rudné prejavy v západnej časti Muránskej plošiny, a to anomálie v tektonickom okne Malej a Veľkej Stožky, metasomatické Zn—Fe zrudnenie vo vrte M-1, Zn-anomália pri kóte 1147 a Zn anomália v oblasti kóty Hajnaša. Tieto výskyty patria k samostatnej metalogenetickej etape; sú najpravdepodobnejšie späté s terciárnym magmatizmom. Blízkosť dajok andezitov a dioritických telies tomu tiež nasvedčuje. Ide prevažne o Fe—(Zn) paragenézu (chudobnú na sprievodné hydrotermálne stopové elementy). Sú to však iba výskyty menších rozmerov, nie natoľko nádejné ako v oblasti prvej.

*Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

Lektoroval prof. dr. Z. Pouba.

#### LITERATÚRA

- [1] Babčan J., 1960: Príspevek k otázke zdrojů selenu v ČSSR. Rukopis — Geofond. — [2] Bacsó J., 1964: Skarnové ložiská pri Tisovci. Geol. zprávy 32, Bratislava. — [3] Betehtin A. G., 1965: Gidrotermalnyje rastvory, ich priroda i procesy rudoobrazovania. Moskva. — [4] Biely A., 1960: Zpráva o výskume na úkole XIV/02-Geol. výskum Muránskej plošiny. Archív GÚDŠ — rukopis. — [5] Bystrický J., 1957: Zpráva o geologickom mapovaní Slovenského krasu a Muránskej plošiny. Archív GÚDŠ — rukopis. — [6] Ginsburg I. I., 1957: Opyt razrabotki teoretických osnov geochemických metodov poiskov. Moskva. — [7] Ilavský J. — Beňo J., 1958: Ku geológii a mineralógii niektorých výskytov Pb—Zn rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. zprávy 14, Bratislava. — [8] Ivanov M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v S časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Sborník IV/3—4, Bratislava. — [9] Ivanov M., 1962: Príspevok k otázkam metalogenézy centr. Záp. Karpát. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [10] Ivanov M., 1962: K pôvodu kryštálických bridlic a granitoidov v S časti veporíd. Věstník ÚÚG XXXVII/6, Praha. — [11] Jarkovský J., 1963: Stopové prvky v pyritoch Západných Karpát — Bratislava. Zprávy o geol. výskumoch za r. 1963. — [12] Knjazev I. I., 1954: Gidrotermalno-izmenennyje karbonatnyje porodny. Moskva. — [13] Koržinskij D. S., 1955: Očerok metasomatických procesov. Moskva. — [14] Lisý E., 1957: Zpráva o prevedenom vyhladávacom prieskume

v r. 1956; Pohorelá Pb—Zn. Geofond, Bratislava. — [15] Maderspach L., 1916: A goramvölgyi (struzseniki) czikers-lelöhely. Bányászati es kohászati lapok 49, Budapest. — [16] Pouba Zd., 1951: Olověno-zinkové rudy ze sev. úpatí Muráňské plošiny. Rozpravy ČAV LXI Praha. — [17] Pouba Zd., 1953: Několik nových nálezů rud v mesozoických seriích u Šumiac a Švermova na Horehroní. Sborník ÚÚG, svazek XX, Praha. — [18] Varček C.—Regásek F., 1962: Zrudnenie v mezozoiku Slovenska. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava.

MIROSLAV IVANOV

### METASOMATIC POLYMETALLIC AND PYRITE MINERALIZATION OF THE MURÁŇ-PLATEAU

The present paper is dealing with metallogenical problems in the Muraň-Plateau area. The author comes to the conclusion, that pyrite and polymetallic ores belong to the alpine metallogenetical period and correspond in time to the metallogenesis of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. The pyrite mineralization is more widespread and forms the first older phase of metallogenetical process (equivalent of siderite mineralization in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.). The second poly-metallic mineralization, with the chief minerals: sphalerite, galenite, chalcopyrite, tetraedrite, belongs to the younger phase (equivalent of rejuvenation phase in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

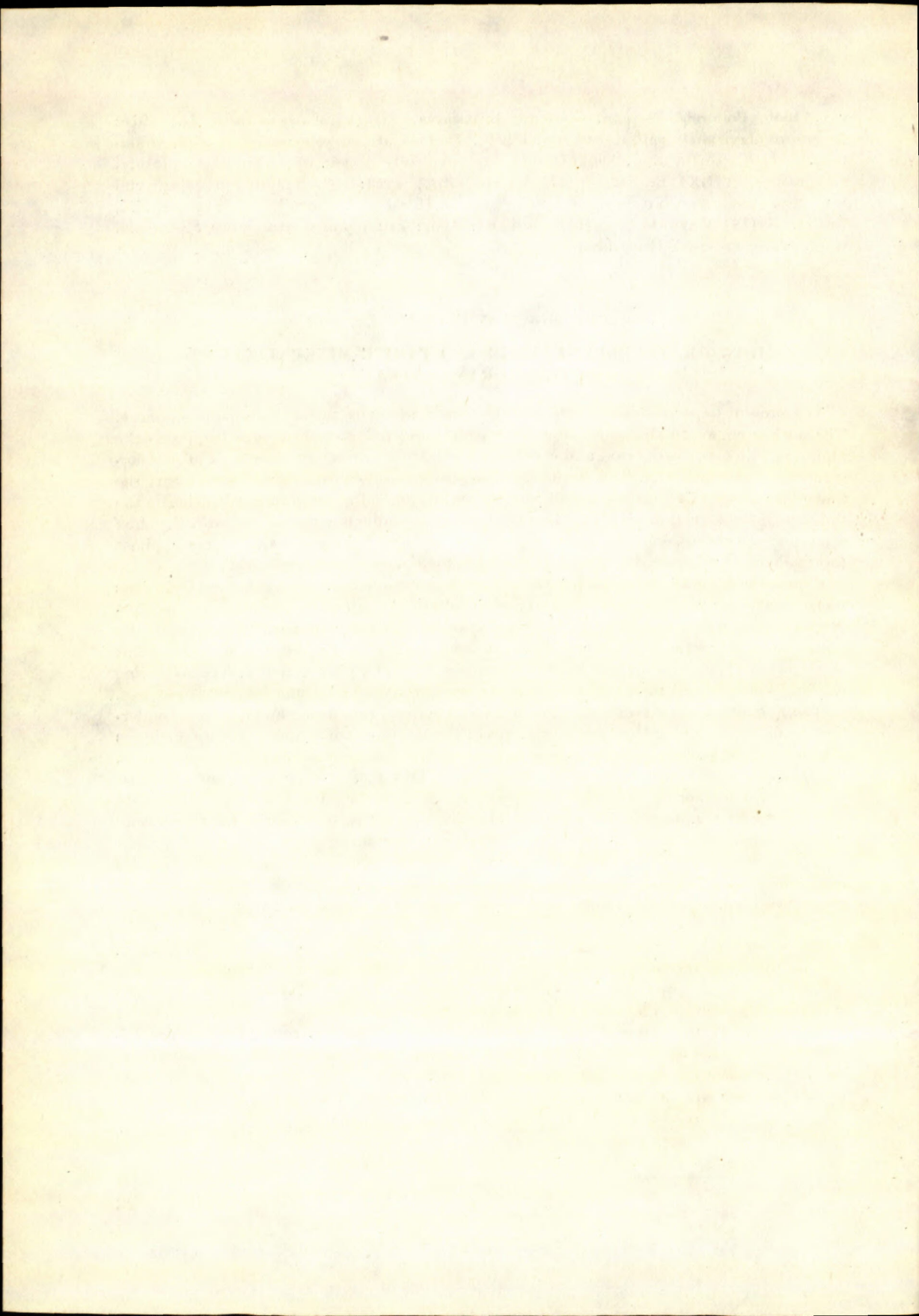
Character of both mineralizations is purely metasomatic. Hydrothermal solutions metasomatically replaced (concordantly with foliation) the carbonatic rocks of the Foederata series, which according to the author is of carboniferous age. The metasomatic bodies have a frontal character and are situated mainly in the lowermost parts of this stratigraphic horizon, near the line of contact with underlying quartzite. The overlying werraen — shales and mesozoic carbonates were not affected by metasomatic processes.

The Foederata series build by epimetamorphic schists, limestones and dolomite, underlies the unmetamorphic Mesozoic complexes of the Muraň-plateau and locally its thickness reaches to 150 m. The general slopes of beds of the Foederata series is 40° eastwards. This structure is older than the mineralization. This fact is very important, because when the hydrothermal solutions had reached the carbonate horizon of the Foederata series, they were not only able to replace locally carbonates but they could also ascend upwards along the line of contact with underlying quartzite.

In this contribution the author further supposes that the hydrothermal solutions did not have purely juvenile character, but he considers them as a product of mineralized groundwaters under the influence of deep intrusions of acid granitoid rocks.

On the base of geochemical, mineralogical and tectonical properties, as well as of the results of drilling records the author assumes that relatively poor mineralization, which can be observed on the surface is only external manifestation of richer metasomatic mineralization of deeper and eastern parts of this area. The features of surface mineralization on the Muráň-Plateau and in its surrounding can be observed on a distance of about 10 km. In the external parts the metasomatic pyrite mineralization (with relatively high contents of Se—about 45 gr/t), and in the internal parts the metasomatic poly-metallic ores, with wide scale of rare elements predominate. The mineralization has there zonal-character with higher thermal minerals in the central part.

*D. Štúr Institute of Geology,  
Bratislava*





IVAN KRAUS

## PETROGRAFICKO-MINERALOGICKÉ POMERY A GENÉZA ÍLOVÝCH SEDIMENTOV ŽIARSKEJ KOTLINY

### Úvod

V Žiarskej kotline sú pelitické sedimenty bohato zastúpené, ale pomerne málo známe, najmä ich mineralogické zloženie. Vulkanický komplex, lemujúci Žiarsku kotlinu je primárnym, „materským“ zdrojom ílových sedimentov. Preto tu majú prevahu íly montmorilonitického charakteru; len zriedkavo ide o íly monominerálne. Vedľa montmorilonitu býva prítomný aj kaolinit a ilit, lokálne majúce prevahu (ilit zriedkavejšie).

Pulec (1963, 1964) člení výplň Žiarskej kotliny do dvoch sedimentačných cyklov. Prvý, starší reprezentujú piesčito-aleuritické íly so slojkami uhlia vo vrte Trubín 1, resp. silne priesčité íly a tufity vo vrte P-20 pri Žiari n/Hronom. V celom súvrství sú pyroxény a amfiboly neprítomné. Množstvo zbytkov *Hystriosphæridae* svedčí podľa Planderovej (1963) o brakickom prostredí; zatiaľ sa však nenašla žiadna makro ani mikrofauna. Pulec i Planderová (l. c.) usudzujú, že tieto sedimenty vznikli počas vrchného tortónu až spodného sarmatu.

Druhý, mladší cyklus zahrňuje limnokvarecity, bentonitizované ryolitové tufy, bentonity, íly, tufity, ako aj prevažne pelitické sedimenty vo vrtoch P-21 a P-22 obsahujúce vo variabilnom množstve vždy hyperstén. Planderová (1963) a Ciesarik – Planderová (1965) ho predbežne zaraďujú do stredného sarmatu až spodného panónu.

### Petrograficko-litologická charakteristika študovaných sedimentov Žiarskej kotliny

Pre mineralogické a litologicko-genetické štúdium som mal k dispozícii materiál z vrtoch Trubín-1, P-20, P-21, P-22, ako aj vzorky z oblasti Starej Kremničky, Podhája, Slaskej a Lutily.

Vo vrte Trubín-1 sa nachádzajú sivozelené, masívne až vrstevnaté íly a ílovce, s preuhoľnenými zvyškami rastlín, resp. so slojkami a preplástkami lignitu. Štruktúra ílov je fytoorganogénna, prevažne aleuriticko-pelitická, s obsahom aleuritov od 5 do 40 % (kremeň, muskovit, v menšom množstve plagioklasy a karbonáty). Jemnodisperzná ílovitá hmota býva najmä v partiách diageneticky spevnených usmernená v šupinkovitý až líštovitý agregát.

Vo vrte P-20 pri Žiari n/Hronom vystupujú silne piesčité a aleuritické, sivozelené íly a tufity; v intervale 145—207 m sú ryolitové tufy s pemzami o priere 20 cm a vulkanickým sklom. Stupeň ich premeny je nepatrný.

Vrt P-21 pri obci Bukovina siaha do hĺbky 102,80 m. Ide tu prevažne o svetlosivé a sivozelené plastické íly, ojedinele s vložkami piesčitých aleuritov (so subangulárnym kremeňom, muskovitom, glaukonitom a kalcitom). Jemnodisperzný agregát má typický, líštovitý vývoj.

V intravulkanickej doline pri Jastrabej bol situovaný vrt P-22 do hĺbky 102,80 m. Vo vrchnej časti prevládajú piesčité tufity s ojedinelými slojkami lignitu a s polohami vrstevnatých, sivých, aleuritických ílovcov. Tieto majú fytoorganogénnu, aleuriticko-pelitickú štruktúru. Preuhoľnené zvyšky rastlín, spolu so subangulárnym kremeňom tvoria asi 15 % horniny. Jemno až hrubodisperzné agregáty ílovej hmoty líštovitého vývoja zhasávajú rovnobežne. V spodnej časti vrtu majú prevahu piesčité až plastické íly a uhoľné íly, s niekoľko cm preplástkami lignitu. V intervale 60, 40—70, 70 m sú prítomné sivobiele, slabopiesčité, ľahké íly, ktoré majú na prvý pohľad charakter diatomitických ílov. Opticky sa však schránky diatomácej nezistili. Ide o veľmi jemnodisperznú horninu s pelitickou štruktúrou, opalizovanú. Vo frakcii pod dva  $\mu$  sa prejavil len veľmi slabý, difúzny reflex, patriaci montmorilonitu.

Sprievodné horniny limnokvarcitov, t. j. pemzové ryolity, bentonitizované ryolitové tufy a bentonity, íly, uhoľné íly, slojky lignitu a tufity som študoval v okolí Starej Kremničky, Podhája, Slaskej a Lutily.

Vznik limnokvarcitov sa geneticky i časové spája s pemzovými ryolitmi; Fiala (1961) ich zaradil do IV. skupiny. Sú známe medzi Kopernicou—Lutilou—Bartošovou Lehotkou—Pitelovou a Starou Kremničkou.

Najväčší význam pre vznik bentonitov v Žiarskej kotline majú ryolitové tufy, ktoré sa vyvíjajú pozvoľne z pemzových ryolitov (Ciesarik—Očenáš 1964). Ryolitové tufy sú rozšírené hlavne medzi Lutilou a Starou Kremničkou, pri Pitelovej a v S—J pruhu od Hornej Vsi cez Dolnú Ves, Bartošovú Lehotku k Starej Kremničke. Sledovali sme ich hlavne v priestore ložiska Stará Kremnička—Kotlište, kde tvoria podložie i nadložie limnokvarcitov.

Podľa Fialu (1961) tufy majú ryodacitový, ojedinele až dacitový (Jastrabská panvička) charakter a chemizmus. Bázickejšie polohy pritom plynule prechádzajú do polôh kyslejších. Táto skutočnosť sa napríklad medzi iným prejavuje nepatrným, ale stabilným zastúpením amfibolu v ŤF tufov.

*Bentonitizácia ryolitových tufov* prebieha hlavne v bezprostr. blízkosti limnokvarcitov. Prvým stupňom premeny (pred bentonitizáciou) je devitrifi-

kácia vulkanického skla, čo sa dá sledovať najmä u menej premenených tufov (SŽ-14/2.30-3.30). Živce bývajú obyčajne čerstvé, príp. sericitizované; hojný je chalcedón, tvoriaci vláknité agregáty a vyplňa dutinky v základnej peliticko-sklovitej hmote. Pri intenzívnej bentonitizácii (SŽ-17/7.60) mení sa pôvodná štruktúra horniny na hrubo až jemnopolitickú štruktúru (len ojedinele sa vyskytuje kremeň, plagioklasy väčšinou nie sú prítomné).

Celkove možno povedať, že bentonitizácia je v Žiarskej kotline priestorove úzko spojená so samotnými limnokvarcitmi. Potvrďuje to aj fakt, že najkvalitnejšie polohy bentonitov v oblasti ložiska Stará Kremnička sú práve medzi vrchnou a hlavnou polohou limnokvarcitov.

Preplavené bentonitické íly tvoria najvrchnejšiu časť a v oblasti ložiska Stará Kremnička—Kotlište ležia nad bentonitizovanými ryolitovými tufmi a bentonitmi.

Ryolitové tufity sú vyvinuté prevažne v spodnej časti produktívneho komplexu. Vedľa tufového materiálu obsahujú valúny kremeňa, tmavých pyroxenických andezitov a kremencov [podľa Fialu (1961) vzácne aj valúny žuly]. V podloží limnokvarcitov sa často striedajú, alebo prechádzajú do tmavosivých až čiernych uhoľných ílov s pomerne zriedkavými, tenkými (do 30 cm) polohami lignitu. Na kontakte limnokvarcitov bývajú silicifikované. Spora-dicky sa vyskytujú intenzívne druhotne silicifikované polohy diatomitov.

Medzi Slaskou a Lutitou, ako aj na lokalite Potočik, SV od ložiska Stará Kremnička—Kotlište sa vyskytujú svetlosivé až zelenohnedé, slabopiesčité až plastické, preplavené íly, často značne znečistené Fe oxydmi. Obsahujú muskovit a úlomky limnokvarcitov, niekedy rozložené lapilky pemzy, príp. sú prestúpené uhoľnou sečkou a prechádzajú do uhoľných ílov. Majú polyminerálny charakter. Vedľa dominujúceho montmorilonitu je prítomný illit a kaolinit (najmä vo vrchných častiach).

#### *Využitie analýzy ťažkých minerálov pre objasnenie procesov bentonitizácie*

Štúdium ŤM nám umožňuje objasniť viaceré otázky, ktoré majú pre poznanie genézy bentonitov kľúčový význam, napr. či ide o primárne bentonity, alebo o sekundárne, premiestnené bentonitické íly. Potom je to určenie petrografického charakteru materských hornín (pozri najmä Weaver 1963). Štúdiom asociácie ŤM v oblasti prieskumu na limnokvarcify v Žiarskej kotline sme predbežne určili *dve základné oblasti s rozdielnou genézou pelitických sedimentov*.

Prvá oblasť zahrňuje značnú časť ložiska Stará Kremnička—Kotlište, s bentonitizovanými ryolitovými tufmi a bentonitmi; proces bentonitizácie tu prebiehal po ich usadení vo vodnom prostredí na pôvodnom mieste. Asociáciu ŤM som študoval zo šachtíc SŽ-20, SŽ-14, SŽ-13, SŽ-17; analogické pomery budú zrejme všade, kde sú prítomné ryolitové tufy. Ide o monotónnu asociáciu idiomorfneho zirkónu a biotitu. Tieto bentonity sú primárne. Koncentrácia oboch

minerálov (príp. ešte spolu s apatitom) súvisí s ich odolnosťou voči rozkladu v slabo alkalickom a alkalickom prostredí, v ktorom proces bentonitizácie prebieha. V kyslom prostredí sú už tieto minerály (menovite zirkón a apatit) menej odolné (Weaver 1963); overil som si to porovnávaním asociácie ŤM z vrto v SŽ-17 a ŽP-5. V prvom prípade ide o úplnú premenu ryolitového tufu v bentonit s dominujúcim montmorilonitom. Z neopaktných minerálov tu prevláda zirkón (69,7 %) a biotit (22 %). Vo vrte ŽP-5 ide o primárne úplne rozložený ryodacit (?) v takmer čistý kaolinit. V intervale najintenzívnejšieho rozkladu (od 9 do 13,80 m) ŤM vôbec nie sú prítomné.

Do druhej skupiny patria premiestnené íly a tufity, ktoré sa pravidelne striedajú s limnokvarcitmi, v oblasti Stará Kremnička—Potočik (22 d, Š-39, Š-32), v ktorých je prítomná dokonca asociácia, poukazujúca na prínos metamorfovaných hornín (staurolit, aktinolit). Ďalej sem patrí priestor v okolí Podhája a Slaskej (vrty VŽ-51, VŽ-57, VŽ-45, VŽ-61). Ide tu o omnoho pestrejšiu asociáciu ŤM ako v predošlom prípade. Kontaminácia sa prejavuje predovšetkým minerálmi, patriacimi horninám intermediárneho charakteru. Nápadný je najmä pokles obsahu zirkónu, ktorý má rozhodujúci význam pri rozlišovaní primárnych bentonitov od preplavených montmorilonitických, alebo polyminerálnych ílov a tufitov. Druhé kritérium — stupeň opracovania, nie je už také zreteľné, lebo transport resedimentovaného materiálu neprebíhal na veľkú vzdialenosť.

Žiaľ, naše rozborý ŤM sa opierajú len o pomerne malý počet dokumentačných bodov; nemôžu preto úplne riešiť celú problematiku. Umožňujú však objasniť niektoré problémy, ktoré sa normálnym optickým štúdiom v polarizačnom mikroskope z výbrusov riešiť nedajú.

### Štúdium ílových sedimentov pomocou DTA

Variabilita v chemickom zložení montmorilonitu, kde dochádza v oktaedrickej i tetraedrickej koordinácii k značnej substitúcii, sa neprejavuje natoľko pri rtg. štúdiu, ako pri DTA. Štúdiom bentonitov Žiarskej kotliny touto metódou sa potvrdil určitý vplyv chemizmu montmorilonitu na priebeh kriviek DTA (opieram sa tu o vlastné mineralogické rozborý; časť DTA a kapacity výmeny iónov som prebral z práce Ciesarik — Očenáš 1964).

Pre lepšie pochopenie problematiky načrtnem schému priebehu DTA kriviek montmorilonitu, ktorý dominuje v prevažnej časti sedimentov Žiarskej kotliny.

Podstatná časť molekulárne viazanej vody sa uvoľňuje v intervale od 20° do 300 °C. Priebeh tejto endotermnej reakcie (zvlášť typické „zdvojenie“ pri teplote okolo 220 °C) poukazuje na pevnejšie viazanú vodu výmennými kationmi, predovšetkým  $\text{Ca}^{+2}$  a  $\text{Mg}^{+2}$ . Strmý priebeh pravého ramena endotermnej reakcie, bez, alebo s minimálnym zdvojením (podľa Kontu 1957; Horvátha 1965) indikuje prítomnosť  $\text{Na}^+$  iónu v medzivrstevnom priestore. I keď len na základe tohto faktu nemožno robiť definitívne uzávery o prítomnosti toho, alebo iného kationu, v prípade bentonitov Žiarskej kotliny ide o bentonity typu Mg—Ca.

Tab. 1. Kvantitatívne vyhodnotenie TM v študovaných ílových sedimentoch žiarskej kotliny.

Vzorka	apatit	biotit	zirkón	turalin	hyperstén	amfibol	rutil	zoizit	granát	stanrolit	aktinolit	karbonáty	magnetit-ilmenit	limonit	pyrit	zakalené	poznámky
VŽ 51/0,6	0,8	18	2	2,5	0,8			12,5		+			17	46,5			zirkón je opracovaný
VŽ 51/17	0,4	0,7		0,2	0,7				0,5			0,2	0,2	96,1			
VŽ 51/36	1,2	1,6	+		25,1	0,8	+	0,7	0,8		0,4	2	16	4		9,1	
VŽ 57/4,5	+	1,9	3	0,5	0,5			3,1	1		+	+	40,5	2,4		47	zirkón je opracovaný
VŽ 45/26,6		87,2	8						3,3								
VŽ 45/30,7	2	21,8	11,2		5	0,6		5	2,8			+	17	21		17,5	
ŽP 5/21	0,7	68,3	31		1	0,5		0,5									zirkón je idiomorfny
ŽP 1/21,7		29,5	26		0,8	0,8		6	4,1			15	16,4	1			zirkón je opracovaný
VŽ 61/0,5	1,3	2	4,8	0,4	1	0,4	3,1	6,5	1	+		1,2	41,3	34	2,8		
VŽ 61/52,6		13,5	6					2,8				2,8	54,9	20			
22 d		4,7	47,8	0,9		0,4	2		0,4				22,2	6,7	0,5	15,1	zirkón je opracovaný
Š 39	0,2		2	0,3			+	14			8			28,3	47,2		
Š 32		0,8	10,3	0,5	0,8	10,2	0,8	2,5	5,2	0,9		0,8		53,1			zirkón je opracovaný
SŽ 20/2,30 -3,30	+	2	51,3						0,75				17	19		10	zirkón je idiomorfny, aj opracovaný
SŽ 20/14	+	2	63				+						12	3,5		18,5	
SŽ 14/4,5	+	36,4	53			+			0,3				3	2,5		5	index lomu vulk. skla 1,49.
SŽ 14/8	+	19	41						+				18	3,5	0,75	17	
SŽ 14/11,5	+	28	49						2				0,75	6	8	6	
SŽ 14/12,5		4	39						2							55	
VŠ 13/3	+	36	35	+					2,5				15,5	11			index lomu ílového mi- nerálu 1,528. Vulkanic. sklo nie je zachované. zirkón je idiomorfny
VŠ 13/13,5		2	98														
VŠ 13/14,8		14,2	21			+		10	1,75					18	35		
VŠ 13/12,5		21	56,75			1,25	+		+				12,5	10,5	3	4	
SŽ 17/7	0,2	22	69,7	0,5					0,8				1,8	2		3	

Pomerne komplikovaný je priebeh kriviek v intervale 450–750 °C, kedy dochádza k dehydroxylácii. V zmysle prác Johnsa & Jonasa (1954) a Čičela (1963) možno z priebehu kriviek DTA u montmorilonitov v intervale 450–750 °C usudzovať na veľkosť substitúcie  $Al^{+3}$  za  $Si^{+4}$  v tetraedrickej koordinácii. Tento fakt možno využiť pri porovnaní s inými oblasťami, resp. pri úvahách o ich genéze. Podľa doterajších predstáv môže tu dôjsť k takýmto prípadom:

Montmorilonity so substitúciou od 0,07 do 0,36  $Al^{+3}$  na elementárnu bunku v tetraedrickej koordinácii majú len vyššiu dehydroxylačnú endotermy (pri 700 °C); pri substitúcii 0,40–0,72  $Al^{+3}$  sú dve (medzi 500–600° a pri 700 °C.); od 0,92 do 1,57 je prítomná len nižšia dehydroxylačná endoterma.

Okrem substitúcie  $Al^{+3}$  za  $Si^{+4}$  v tetraedrickej koordinácii, ovplyvňuje priebeh dehydroxylácie aj substitúcia  $Fe^{+3}$  za  $Al^{+3}$  v oktaedrickej koordinácii, čo sa napr. výrazne prejavuje u nontronitov. Prírodzene, tieto úvahy platia len pre čisté, monominerálne vzorky. Prímes ostatných ílových minerálov, ako ešte uvidíme, značne mení priebeh kriviek v oblasti dehydroxylácie.

Nakoniec pre montmorilonit je charakteristiká tretia endoterma s extrémom pri teplote 800–900 °C. Tento extrém sa zatiaľ ešte stále neinterpretuje jednotne; prevláda však názor, že táto endoterma indikuje rozpad pôvodnej montmorilonitickej mriežky.

Krivky DTA boli zhotovené z navážky 0,2 g, pri rýchlosti rastu teploty 50 °C/min., vo vertikálnej pecku s Pt—Pt/Rh termočlánkom a s plynulou automatickou registráciou. išlo o vzorky frakcie pod 40  $\mu$ ; niektoré, hlavne z vrstov Trubín-1, P-21 sa museli separovať na frakciu pod 2 mikrometre.

Celkove môžeme študované vzorky ílov Žiarskej kotliny s prevahou montmorilonitu rozdeliť podľa charakteru kriviek DTA do troch skupín:

1. Vzorky, ktoré obsahujú z ílových minerálov len montmorilonit; sú to bentonitizované ryolitové tufy a bentonity z ložiska Stará Kremnička—Kotlište.

2. Vzorky, v ktorých dominuje montmorilonit, ale obsahujú malú prímes kaolinitu (do 10 %); ide opäť o bentonitizované ryolitové tufy a bentonity z ložiska Stará Kremnička—Kotlište, príp. preplavené íly s nepatrnou prímiesou kaolinitu, resp. ilitu (VŽ-57/11.90).

3. Všetky ostatné íly, vyskytujúce sa v spojitosti s limnokvarcitmi, prípadne tvoriace sedimentárnu výplň Žiarskej kotliny. Obsahujú vedľa montmorilonitu aj ilit a kaolinit ako podstatnú prímes (do 50 %).

Najspoľahlivejšie môžeme interpretovať priebeh DTA kriviek u prvej skupiny. Patria sem vzorky VŠ-13/3, Zváraliská 49, Kr-1/240, ako aj SK-19/5.60, Sk-19/2.40, SK-22/9.10 a SK-22/13.20, u ktorých sme síce neoverovali mineralogické zloženie rtg., ale podľa DTA kriviek a vysokých hodnôt kapacity výmeny iónov nad 60 m. e. na 100 g zeminy sú dosť čisté (nepatrná prímes kaolinitu je nie vylúčená). Pri sledovaní kriviek DTA u týchto vzoriek sa stretávame s tromi prípadmi:

U vzoriek VŠ-13/3 a SK-22/9.10 sú v oblasti dehydroxylácie vyvinuté obidve endotermy: nižšia s vrcholom v intervale 530°–565 °C, vyššia pri 690–705 °C. Predstavujú bentonity, ktoré vznikli intenzívnou premenou ryolito-

vých tufov na ložisku Stará Kremnička—Kotlište. Stupeň substitúcie  $Al^{+3}$  za  $Si^{+4}$  je nízky (0,065); nemôžeme tu však vylúčiť prítomnosť voľného  $SiO_2$ , ktorý by mohol tento pomer do určitej miery skresliť [Čížek (1966) zistil metódou podľa Osthausa (1954) 0,566 tetraedrického  $Al^{+3}$  vo vzorke montmorilonitu zo Sklených Teplíc, ktorá mala obidve dehydroxylačné endotermy podobné].

U vzoriek Zváraliská 49, SK-19/2.40 a SK-19/5.60 je nižšia dehydroxylačná endoterma naznačená len zmenou nulovej polohy pri 510—530 °C, pričom zreteľný priebeh má len vyššia endoterma v intervale 650—700 °C.

Nakoniec vzorky Kr-1/240 zo zóny premenených andezitov, kremnického žilného systému a SK-22/13.20 majú len vyššiu dehydroxylačnú endotermu v oblasti 700 °C.

V rámci týchto troch typov kriviek DTA sa nám nepodarilo zistiť dajakú súvislosť medzi stupňom substitúcie  $Al^{+3}$  za  $Si^{+4}$  v koordinácii IV a priebehom ich dehydroxylácie. Podľa doterajších poznatkov by sa stupeň substitúcie mal postupne znižovať od prvej až k tretej skupine, čo však v našom prípade nie je výrazné. Iste sa tu nepriaznivo prejavuje vplyv amorfných prímiesí v montmorilonite, ktoré sa pri prepočte kryštalochemických vzorcov nepriamo metódou z klasických chemických analýz nedajú eliminovať; okrem toho frakciu pod 2 mikróny v potrebnom množstve sme mohli separovať iba z malého počtu vzoriek.

Do druhej skupiny zaraďujem vzorky, kde je prítomný aj kaolinit (zväčša do 10 %), zriedkavo ilit; sú to bentonitizované ryolitové tufy a bentonity z vrtoV VŠ-17, VŠ-13, SŽ-20, SŽ-14, ďalej vzorky preplavených flov (VŽ-7/41,60) a VŽ-57/11,90). Íly v tejto skupine majú vždy dobre vyvinuté obidve dehydroxylačné endotermy: nižšiu v intervale 510—555 °C, vyššiu pri 685—720 °C. Prítomnosť kaolinitu, resp. ilitu spôsobuje najmä prehlbovanie nižšej dehydroxylačnej endotermy [názorné u vzoriek SŽ-20(0,30—1,50) a SŽ-20(2,30—3,50), ktoré obsahujú viac kaolinitu, resp. vzorky SŽ-20(14,50), ktorá má kaolinitu menej]. Zatiaľ sme nezistili, aké minimálne množstvo kaolinitu môže už skresliť dehydroxyláciu montmorilonitu; nemožno totiž tento vplyv vždy generalizovať. Napr. vzorka VŠ-13/3 je monominerálna, obsahuje len montmorilonit a má obidve dehydroxylačné endotermy; naproti tomu vo vzorke VŠ-13(14,80) prítomnosť kaolinitu (zistená rtg.) sa neprejavuje nižšou dehydroxylačnou endotermou; ide tu iba o nepatrnú zmenu nulovej polohy pri 500 °C.

Celkove môžeme povedať, že bentonitizované ryolitové tufy a bentonity, v ktorých vedľa montmorilonitu je prítomný aj kaolinit sú na ložisku Stará Kremnička —Kotlište najrozšírenejšie. Tento moment sa odzrkadľuje aj v hodnotách kapa city výmeny iónov (v priemere okolo 40 m. e. na 100 g zeminy).

Do tretej skupiny patria ostatné íly polyminerálneho charakteru, hlavne

preplavené bentonitické íly, známe na ložisku Kotlište. Ako vedľajšiu zložku obsahujú hlavne kaolinit, sporadicky aj ilit (vzorky SŽ-20/0,30—1,50, SK-32/2,50—4,40, SK-32/4,40—6,00, SK-32/6,00—8,00, SK-33/0,30—3 a SK-33/3—5,40). Patria sem aj preplavené íly bez bližšieho súvisu s primárnymi bentonitmi, ktoré obsahujú značné množstvo kaolinitu a hlavne ilitu (vzorky z vrto v a šachtíc VŽ-7, SŽ-33, VŽ-61, VŽ-45, VŽ-57, VŽ-51, Š-32, Š-39, Š-38, teda už mimo ložiskovú oblasť Stará Kremnička—Kotlište), ako aj vzorky sedimentárnej výplne Žiarskej kotliny (vrty Trubín-1, P-20, P-21, P-22).

Polyminerálny charakter týchto ílov sa prejavuje na krivkách DTA veľmi výrazne tým, že dehydroxylačná endoterma vrcholí v intervale 500—600 °C, najčastejšie pri teplote 530—560 °C; vyššiu dehydroxylačnú endotermu nemajú vyvinutú, alebo len sporadicky (čo je súčasne dôkazom zvýšeného obsahu montmorilonitu). Tak napr. vo vrte VŽ-7 do hĺbky 20 m je v íloch prítomný vedľa montmorilonitu kaolinit a ilit až okolo 50 % (napr. vo vzorke VŽ-7/10,70). Vo všetkých týchto vzorkách je len jedna dehydroxylačná endoterma pri teplote 550 °C. V hĺbke 41,80 m má prevahu montmorilonit a na krivke DTA objavuje sa vyššia dehydroxylačná endoterma pri 710 °C. Tretia endoterma pri 900 °C býva u týchto ílov vždy prítomná.

Na prvý pohľad, bez ďalšieho rtg. štúdia by sa mohlo z polohy dehydroxylačnej endotermy u tejto skupiny polyminerálnych ílov usudzovať na montmorilonity s vysokou substitúciou  $Al^{+3}$  za  $Si^{+4}$  v koordinácii IV, pretože všetky krivky sú podobné tým ktoré sa považujú za beidelitické. Nasvedčovali by tomu aj chemické analýzy. Preto sú, najmä pri nedostatočne identifikovaných vzorkách námietky, proti mnohým takto v literatúre označovaným ílom oprávnené.

Polyminerálny charakter týchto ílov sa okrem iného odráža v kapacite výmeny iónov, ktorá je v tomto prípade skutočne najnižšia (okolo 20, maximálne 30 m. e. na 100 g hmoty). Tieto íly v oblasti Stará Kremnička—Potôčik, Podháj, Slaská, Lutila by sa event. hodili na výrobu kameniny; v každom prípade sú veľmi citlivé voči sušeniu.

Na tab. 2 sú porovnané výsledky DTA bentonitov zo Žiarskej a Zvolenskej kotliny; posledné majú len nižšiu dehydroxylačnú endotermu. Na základe vysokého stupňa substitúcie  $Al^{+3}$  za  $Si^{+4}$  v tetraedrickej koordinácii, ako aj pomeru Si : Al ich môžeme zaradiť (v zmysle klasifikácie Sedleckého 1945) k montmorilonitu 3, čiže majú beidelitický charakter. Naproti tomu čisté montmorilonitické bentonity Žiarskej kotliny krivkami DTA, kryštalochemickým vzorcom a pomerom Si : Al skôr pripomínajú bentonity z východného Slovenska. Majú však obidve dehydroxylačné endotermy (hoci nižšia je často málo výrazná). Podľa Horvátha (1964) bentonity s vyššou tetraedrickou substitúciou majú väčšiu schopnosť výmeny iónov, ale nepriaznivé ďalšie, technologicky dôležité parametre: sú málo väzné a nenapučiavajú. Kapacita výmeny iónov u najkvalitnejších bentonitov v Žiarskej kotline je skutočne vysoká (nad 60 m. e. na 100 g hmoty), takže by sa mohli využiť ako sorbent v chemickom priemysle. Sú však rozšírené veľmi nepravidelne a v pomerne malom množstve.



Tab. 2. Extrémy na krivkách DTA bentonitov zo Žiarskej, Zvolenskej kotliny, Braňan (B. Čičel-I. Novák 1966) a východného Slovenska (I. Horváth 1965, 1966).

Vzorka	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	Výme- na báze	koord. IV		Mol. pomer Si : Al	Mínérálne zloženie
					Si	Al		
VŠ-13/3 Stará Kremn. - Kotlište	540 V	690 V	890 V		7,935	0,065	5,97	montmorillonit
SK-22/5 - 9,10 St. Kremn. - Kotlište	565 V	705 V	870 V	60,85				montmorillonit
Zvaraliska 49	510 Z	650 V	880 V		7,857	0,143	6,05	montmorillonit
Sk-19/2,40 Stará Kremn. - Kotlište	530 Z	695 V	860 V	63,82				montmorillonit
SK-19/5,60 - 7,80 St. Kremn. - Kotl.	530 Z	685 V	855 V	61,59				montmorillonit
Kr-1/240 Krem- nica	-	700 V	870 V					montmorillonit
SK-22/13,20 Stará Kremn. - Kotlište	-	710 V	890 V	62,07				montmorillonit
VŠ-13/13,5 Stará Kremn. - Kotlište	550 Z	690 Z	910 V		7,949	0,051	5,54	montm. + málo kaolinitu
VŠ-13/14,8 Stará Kremn. - Kotlište	500 Z	710 V	910 V					montm. + málo kaolinitu
VŽ-57/11,90	510 Z	675 V	900 V		7,647	0,353	5,04	montm. + veľmi málo illitu
VŽ-7/41,60	530 V	710 V	890 V		7,717	0,283	5,02	mont. + málo kaol. a illitu
SŽ-14/4,50 Stará Kremn. - Kotlište	555 V	660 Z	850 V					ešte nezist. zloženie rtg
SŽ-14/8,00 Stará Kremn. - Kotlište	540 V	670 Z	890 V					ešte nezist. zloženie rtg.
SŽ-14/11,50 Stará Kremn. - Kotlište	535 V	720 V	915 V					montm. + málo kaolinitu
SŽ-20/2,30 - 3,30 St. Kremn. - Kotl.	550 V	715 V	915 V					montm. + prí- mes kaolinitu
SŽ-20/14,5 Stará Kremn. - Kotlište	540 V	695 V	890 V					montm. + prí- mes kaolinitu
SŽ-17/7,50 Stará Kremn. - Kotlište	510 V	700 V	900 V	47,10				montm. + málo kaolinitu
SŽ-17/3,20 - 3,50 St. Kremn. - Kotl.	530 V	695 V	-	42,43				montm. + málo kaolinitu
Borová Hora B. H. 1.	550 V	-	860 V	41,64	7,127	0,873	4,09	montmorill. bei- dellitic. typu
Borová Hora R <sub>6</sub>	510 V	-	830 Z					montmorillonit. beidellitic. typu
Borová Hora B. H. 25.	520 V	-	-	34,95				montmorillonit. beidellitic. typu
Badín	530 V	-	880 Z		7,23	0,77	3,56	beidellit
Badín	470 V	-	-		7,25	0,75		nontronit
Sampor	490 V		860 V					nontronit
Braňany	565 V		890 V		7,102	0,898	4,22	montmorill. bei- dellitnontronitic- kého typu
P-7/113	500 V	660 Z	840 Z		7,441	0,559		nontronit (?)
P-7/286,5	545 V	705 V	900 V		6,908	1,092	3,49	montm. beidell. typu + málo illitu a kaol.
P-7/289	545 V	705 V	900 V		7,066	0,934	3,83	montm. beidell. typu + málo illitu a kaol.

Vzorka	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	Výme- na báze	koord. IV		Mol. pomer Si : Al	Minerálne zloženie
					Si	Al		
P-7/327	540 V	710 V	940 V					montm. beidell. typu + málo illitu a kaol. montm. beidell. typu + málo illitu a kaol. montmorillonit- beidell. typu montm. beidell. typu + prímes kaolinitu, viac ako v ostatných vzorkách z vrtu P-7.
P-7/354	540 V	670 V	940 V					
P-7/386,5	540 V	690 V	920 V		7,205	0,795	3,67	
P-7/446	570 V	700 V	910 V					
P-7/473,5	550 V	670 Z	830 V		7,608	0,392		nonttronit (?)
Fintice	—	670 V	860 V	56,7	7,809	0,190	6,09	montmorillonit
Hrabovec	—	695 V	880 V	57,6	7,848	0,152	5,46	montmorillonit
Kuzmice	—	725 V	900 V	57,2	7,341	0,658		montmorillonit
Žipov	—	715 V	890 V	48,6	7,968	0,031	5,35	montmorillonit

Vysvetlivky: T<sub>1</sub> = extrém nižšej dehydroxylačnej endotermy  
T<sub>2</sub> = extrém vyššej dehydroxylačnej endotermy  
T<sub>3</sub> = extrém tretej endotermy  
V = dobre merateľná výchylka  
Z = zmena nulovej polohy (nepatrná výchylka)

### Diskusia k prepočtom kryštalochemických vzorcov montmorilonitov

Obraz o rozložení jednotlivých katiónov v štruktúre montmorilonitu získame vypočítaním jeho kryštalochemického vzorca. Prepočet kryštalochemických vzorcov u vrstevnatých silikátov je v podstate možný dvojakým spôsobom.

Nepriame metódy výpočtu kryštalochemických vzorcov vychádzajú z klasickej chemickej analýzy (pozri Ross—Hendricks 1945; Mc Connel 1950, 1951; Kelley 1955). Ich nevýhodou je, že aj pomerne malé množstvo iných fľových minerálov, prípadne vhodná kombinácia voľných kyslíčnikov môže nadobudnúť pri prepočte rovnaké vlastnosti, ako monominerálna vzorka. To znamená, že prítomnosť prímiesi, sa touto metódou nedá zistiť.

Priama metóda pre stanovenie kryštalochemického vzorca je založená na rozklade študovaného minerálu v kyselinách (pozri Brindley—Youell 1951; Osthaus 1954, 1956; Čížek—Novák 1966; Horváth 1966).

Na tabuľke 3 uvádzam kryštalochemické vzorce montmorilonitických minerálov z bentonitov Žiarskej a Zvolenskej kotliny, ako aj z východoslovenského neogénu a z Braňan.

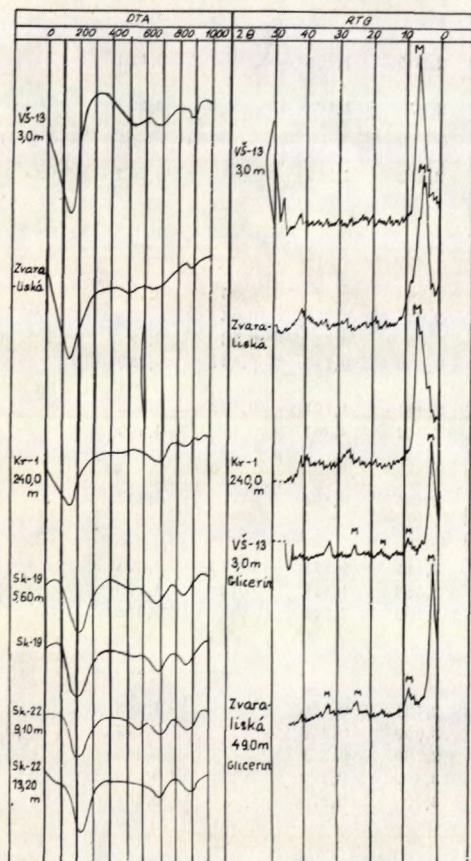
Montmorilonity z primárnych bentonitov Žiarskej kotliny majú stupeň substitúcie v koordinácii IV približne rovnaký ako montmorilonity z východného Slovenska. Prípadný obsah voľných kyslíčnikov v bentonitoch Žiarskej kot-

liny môže prirodzene čiastočne skresliť vzájomný pomer  $Al^{+3}$  a  $Si^{+4}$  v tetraedrickej koordinácii, ktorý sme získali prepočtom podľa Kelleyho (1955). Čičel – Novák (1966) pre bentonity Žiarskej kotliny priamou metódou vypočítali, že stupeň substitúcie  $Al^3$  v koordinácii IV nepresahuje 0,60.

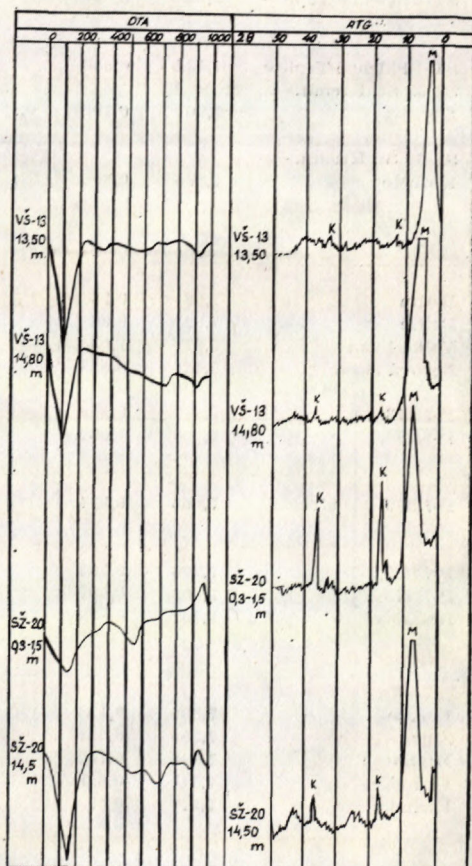
Ílové minerály Zvolenskej kotliny (badínska dolina, Borová hora vrt P-7 pri Pstruši) majú vyšší stupeň tetraedrickej substitúcie  $Al^{+3}$  za  $Si^{+4}$ , zväčša okolo 1. Ide prevažne o bentonity nontronit-beidelitického typu, ktoré môže-  
me porovnávať s bentonitom z Braňan.

### Röntgenografické štúdium

Pri mineralogickom výskume ílov v Žiarskej kotline sa ukázala röntgenografická analýza ílových minerálov najefektívnejšia. Difraktogramy boli zhotovené z práškových orientovaných preparátov, z frakcie pod  $2 \mu$ , priprave-



Obr. 1



Obr. 2

Obr. 1 – 6. Krivky DTA a difraktogramy ílových sedimentov Žiarskej kotliny.

Tab. 3

Kryštálochemické vzorce minerálov zo

Vzorka	koordinácia IV			koordinácia IV				Mg
	Si	Al	Fe <sup>+3</sup>	Al	Fe <sup>2</sup>	Fe <sup>3</sup>	Mg	
VŠ-13/3 St. Kremn. – Kotlíšte	7,935	0,065		2,640	0,671		0,574	
VŠ-13/13,50 Stará Kremn. – Kotlíšte	7,949	0,051		2,877	0,375		0,794	
Zvráľská 49.	7,857	0,143		2,635	0,736			
VŽ-7/41,60 Stará Kremn. – Kotlíšte	7,717	0,283		2,854	0,675		0,484	
VŽ-57/11,90	7,647	0,353		2,744	0,573	0,053	0,817	
ZP-5/7,90 – 8,00 Podháj	7,31	0,69		3,08	0,53	0,01		
Beidell	7,28	0,72		2,92	1,00		0,16	
ST-4 Sklenné Teplice	7,96	0,04		2,00	1,44		0,53	
ST-4 Sklenné Teplice	7,434	0,566		2,205	1,298		0,426	
SŽ-33 St. Kremn. – Kotlíšte	7,90	0,10	0,135	2,57	1,16		0,19	
SŽ-33 St. Kremn. – Kotlíšte	7,268	0,606		2,402	1,359		0,253	0,025
Badín	7,02	0,98		0,88	2,67	0,05	0,50	
Badín	7,02	0,98		3,04	0,77	0,03		
Veľká Lúka	6,97	1,03		1,06	2,84	0,16	0,18	
Borová Hora	7,127	0,873		2,686	0,715	0,061	0,539	
P-7/113	7,441	0,559		2,084	1,291	0,052	0,613	
P-7/286,5	6,908	1,092		2,944	0,361		0,500	
P-7/289 } Pstruša	7,066	0,934		2,834	0,854		0,487	
P-7/386,5	7,205	0,795		3,211	0,285	0,115	0,555	
P-7/473,5	7,608	0,392		1,518	1,542	0,129	1,129	
Braňany	7,102	0,898		2,499	1,246		0,318	
Fintice	7,809	0,190		2,427	0,360		1,203	
Žipov	7,968	0,031		3,009	0,246		0,747	
Hrabovec	7,848	0,152		2,780	0,371		0,853	
Kuzmice	7,341	0,658		3,069	0,292		0,640	
Kuzmice	7,91	0,09		3,09	0,27		0,60	
Kuzmice	7,860	0,140		3,108	0,230		0,620	

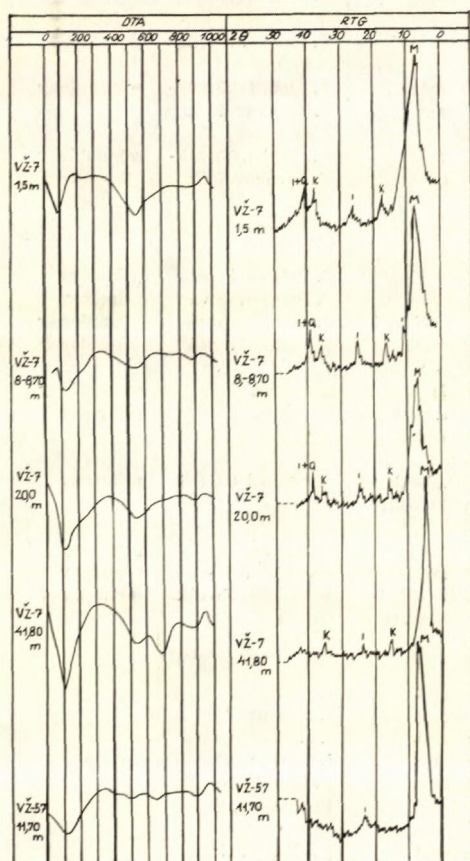
## skupiny montmorillonitu z bentonitov

koordinácia XII			spôsob prep.	miner. zlož.	analyzoval	genéza
Ca	Na	K				
0,462	0,025		W. P. Kelley (1955)	montmorillonit	Šturová, GÚDŠ	primárny
0,335	0,025		W. P. Kelley (1955)	montm. + málo kaol.	Šturová, GÚDŠ	primárny
0,371	0,037	0,038	W. P. Kelley (1955)	montmorillonit	Šturová, GÚDŠ	primárny
0,347	0,025		W. P. Kelley (1955)	montm. + málo illitu a kaolinitu	Šturová, GÚDŠ	sekundárny
0,320	0,014		W. P. Kelley (1955)	montm. + málo illitu	Šturová, GÚDŠ	sekundárny
0,30			W. P. Kelley (1955)	montm. + málo kaolin. a illitu	Polakovičová VVÚGG	sekundárny
0,40			C. S. Rose-B. S. Hendricka (1945)		E. S. Larsen-E. T. Wherry (1925)	
0,19	0,02	0,23	W. P. Kelley (1955)	montm. + málo kaolinitu	B. Čičel-I. Novák- F. Pivovarníček (1965)	
0,273		0,331	B. B. Osthaus (1954)	montm. + málo kaolinitu	B. Čičel-I. Novák (1966)	
0,14	0,03	0,23	W. P. Kelley (1955)	montm. + málo kaol. a illitu	B. Čičel-I. Novák- F. Pivovarníček (1965)	sekundárny
0,212		0,346	B. B. Osthaus (1954)	montm. + málo kaol a illitu	B. Čičel-I. Novák- F. Pivovarníček (1965)	sekundárny
0,60			W. P. Kelley (1955)	nontronit	J. Polakovičová	primárny
0,33			W. P. Kelley (1955)	beidellit	J. Polakovičová	primárny
0,32			W. P. Kelley (1955)	nontronit a beidellit	J. Polakovičová	sekundárny
0,690	0,026	0,056	W. P. Kelley (1955)	montmorillonit. beidellit. typu nontronit (?)	J. Polakovičová	sekundárny
0,372	0,239	0,095	W. P. Kelley (1955)	montmorill., beidellit. typu. málo illitu a kaolinitu	Šturová	sekundárny
0,814	0,233	0,312	W. P. Kelley (1955)	montmorill., beidellit. typu + málo illitu a kaolinitu	Šturová	primárny
0,294	0,201	0,095	W. P. Kelley (1955)	montmorill., beidellit. typu + málo illitu a kaolinitu	Jirásková GÚDŠ	primárny
0,363	0,115	0,115	W. P. Kelley (1955)	montmorillonit	Šturová	primárny
0,167		0,352	W. P. Kelley (1955)	nontronit (?)	Dvonč GÚDŠ	primárny
0,487			B. B. Osthaus (1954)	montmorillonit bei- dellit-nontronit. typu	B. Čičel-I. Novák (1966)	sekundárny
0,359	0,619	0,082	I. Horváth (1966)	montmorillonit	I. Horváth (1966)	
0,228	0,265	0,045	I. Horváth (1966)	montmorillonit	I. Horváth (1966)	
0,269	0,415	0,035	I. Horváth (1966)	montmorillonit	I. Horváth (1966)	
0,223	0,793	0,051	I. Horváth (1966)	montmorillonit	I. Horváth (1966)	
0,16	0,47		W. P. Kelley (1955)	montmorillonit	B. Čičel-I. Novák- F. Pivovarníček (1966)	
0,187	0,329		B. B. Osthaus (1954)	montmorillonit	B. Čičel-I. Novák (1966)	

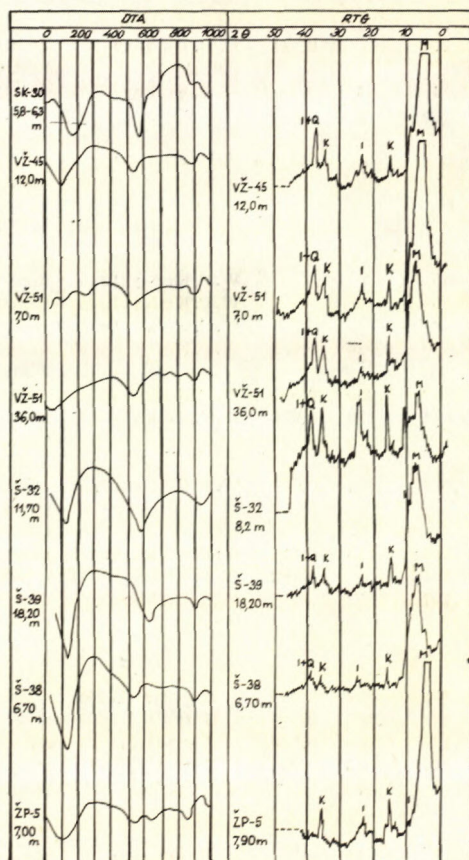
ných bežným spôsobom plavením, jednotne pre všetky vzorky. Preparáty sa študovali na difraktometri GON-3, pri týchto podmienkach: 40 kV, 10 mA, Fe K $\alpha$  žiarenie, výstupná clona 10, vstupná 2, časová konštanta 8 sek., ojedinele až 16 sek., posun 2°/min.

Montmorilonit, ako najrozšírenejší ílový minerál v sedimentoch Žiarskej kotliny sa prejavuje vo všetkých vzorkách bazálnym reflexom v rozmedzí 12,6–15,1 Å. Hodnota bazálneho reflexu sa u neopracovaného montmorilonitu mení obyčajne v intervale 12,4–15,1 Å, vplyvom vymeniteľných katiónov v medzivrstevnom priestore a molekulárne viazanej vody. Zmena hodnôt bazálneho reflexu vo vzorkách ílov Žiarskej kotliny sleduje určitú zákonitosť, ktorú môžeme vyjadriť nasledovne:

Hodnoty bazálnych reflexov u čistých montmorilonitov (VŠ-13/3, Zvávaliská 49) alebo ak obsahujú len malú prímes kaolinitu, resp. ilitu (VŽ-57/11.90, SŽ-20/14.5, VŽ-7/41.8, ŽP-5/7.90) sa pohybujú v rozmedzí 14,8–15,1 Å; sú ostré a vysoké. Tieto hodnoty u vzo-



Obr. 3

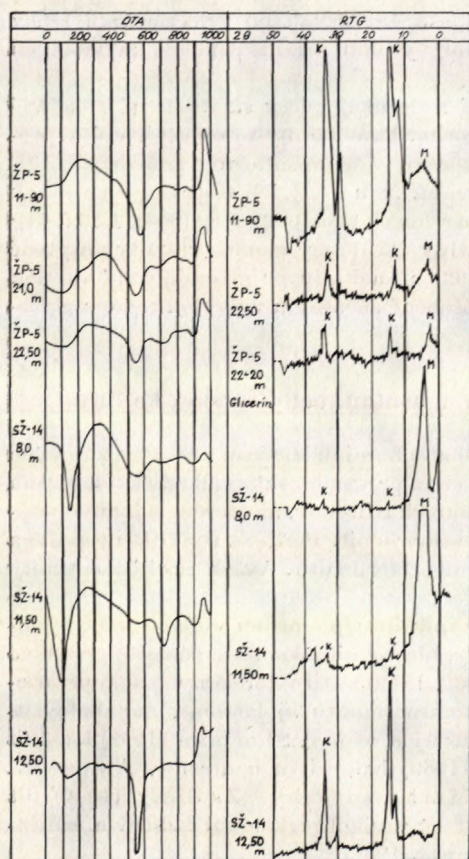


Obr. 4

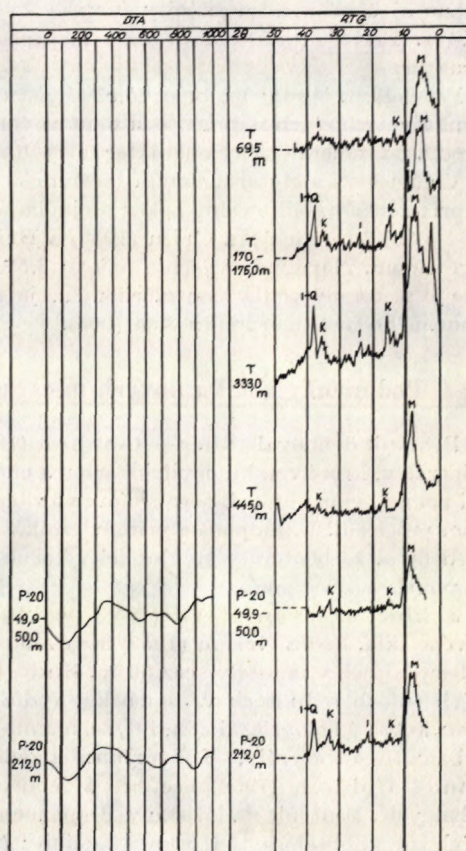
riek s podstatne väčšou prímiesou kaolinitu, resp. ilitu (vrty Trubín-1, P-21, P-22, VŽ-51, VŽ-45, šachtice Š-38, Š-39, Š-32) sú posunuté k vyšším uhlovým hodnotám, takže ich reflexy sa pohybujú v rozmedzí 12,59–13,84 Å. Zároveň sú značne difúzne, široké a nízke.

Roberson (1964) dáva do súvisu tvar a charakter bazálneho reflexu so stupňom usporiadania štruktúry montmorilonitu. Tvrdí, že intenzita a ostrosť reflexu je funkciou vnútorného usporiadania štruktúry. Dobré usporiadanie sa prejavuje orientáciou jednotlivých častíc minerálu v smere osi *a* a *b*, resp. intenzívnym a ostrým reflexom. Neusporiadanosť vrstiev spôsobuje reflex difúzny, široký a nízky.

Na základe bazálnych reflexov u jednotlivých ílových sedimentov Žiarskej kotliny vyčleňujem dva typy s rozdielnou usporiadanosťou štruktúry: do prvej patrí montmorilonit z primárne bentonitizovaných ryolitových tufov a bentonitov v priestore Stará Kremnička—Kotlište. Uhlové hodnoty a celkový charakter bazálnych reflexov svedčia o jeho relatívne dobre usporiadanej štruktúre. Do druhej skupiny patrí montmorilonit z preplavených ílov mimo oblast



Obr. 5



Obr. 6

primárneho vzniku bentonitov. Usporiadanie štruktúry nie je také dobré.

Ako som už spomenul, v fľoch Žiarskej kotliny sa okrem montmorilonitu bežne nachádza ilit, sľudový fľový minerál dioktaedrického typu, ktorý sa prejavuje bazálnym reflexom pri 10,1 Å. Súčasne je vždy vyvinutý reflex (002), pri 4,9–5 Å. Wea wer (1956) radí k tomuto minerálu reflex 3,33 Å (003), zvlášť výrazný v silne znečistených vzorkách, pretože sa v ňom prejavuje kremeň (3,35 Å) a živce (3,25 Å). Kaolinit som identifikoval na základe bazálneho reflexu 7,11 a 3,57 Å (002).

Niektoré vzorky sa sledovali po nasýtení glycerínom. Čistý montmorilonit (VŠ-13/3) alebo s malou prímiesou kaolinitu (VŠ-13/13.5) získava reflex 17,7 Å, čo je v súlade s platnými poznatkami. Vzorky, ktoré obsahujú okrem montmorilonitu aj väčšie množstvo kaolinitu a ilitu (ŽP-5/22.20, ŽP-5/7.9, SŽ-20/14.5, VŽ-7/1.50) získali po glycerínovaní reflex o hodnote 18,4 Å. Schlocker – van Horn (1958) uvádzajú pri súčasnom posune ilitu z 10,1 na 11 Å reflex 18,4 po sytení glycerínom za dôkaz zmiešanej štruktúry typu ilit-montmorilonit. V našom prípade sa posun bazálneho reflexu ilitu neprejavil. Na druhej strane aj čisté montmorilonity (vzorka Zváraliská 49) získali po glycerínovaní reflex 18,4 Å. Preto zatiaľ tomuto javu nepripisujem význam pri identifikácii zmiešaných štruktúr.

Pri ďalšom štúdiu by bolo dôležité zistiť, či a do akej miery sú rozšírené zmiešané štruktúry v fľových sedimentoch vnútorných kotlín. Pomohlo by to objasniť vplyv prostredia na mineralogický charakter fľových minerálov v sedimentačnom procese.

V súvislosti s glycerínovaním musím ešte uviesť, že u všetkých testovaných vzoriek sa pri montmorilonite veľmi pekne prejavila séria reflexov 8,85 (002), 5,90 (003), 4,33 (004), 3,54 (005), ktoré uvádza Grim (1953) a Brindley (1951) pre montmorilonity nasýtené glycerínom. Nápadné zvýšenie reflexu 3,57 (002) u kaolinitu po glycerínovaní vzoriek kde je prítomný vedľa montmorilonitu, je spôsobené súčasným vplyvom reflexu glycerínovaného montmorilonitu 3,54 (005).

### Podmienky vzniku fľových minerálov v bentonitoch Žiarskej kotliny

Bentonit definovali Ross – Shannon (1926) ako horninu, zloženú prevažne z fľových minerálov, ktoré vznikli devitrifikáciou a chemickou premenou skla vulkanických hornín pri povrchovom vetraní, pôsobením hydrotermálnych roztokov, alebo rozkladom vo vodnom prostredí. Najhornejšie pritom vzniká montmorilonit. Preto sa rozšírila nesprávna predstava, že bentonity sú zložené výlučne z montmorilonitu. Avšak takéto bentonity sú pomerne zriedkavé.

Schlocker – van Horn (1958) popisujú vznik ilitu premenou vulkanického ryolitového skla. Podľa Grima (1953) fľové minerály, hlavne ilit a kaolinit, sú často prítomné v bentonitoch v množstve cez 50 %. Sudo (1952, 1959) zistil v terciérnych aglomeratických tufoch a tuftoch v Japonsku, vedľa montmorilonitu aj kaolinit, metahalozit, hydratovaný halozit, alofán, ilit, seladonit, chlority a zeolity; Sherman (1952) kaolinit a bauxitové minerály, Hosterman a ďalší (1960) halozit a nontronit, Ames – L. Sand – Goldich (1958) hectorit a zeolity, Mattyasovszky – Zsolnay (1946) ilit a halozit. Bentonit na ložisku v Braňanoch, ktorý vznikol rozkladom čadičov a čadičových tufov, obsahuje tiež prímies kaolinitu (Konta 1957).

Preto považujem v Žiarskej kotline za bentonit horninu, ktorá vznikla premenou vulkanického materiálu bez ohľadu na jeho mineralogický charakter; ich materskou horni-



nou sú predovšetkým ryolitové tufy. Sporadicky bývajú bentonitizované aj pemzové ryolity, avšak ich praktický význam je zanedbateľný. Aj bentonitizované ryolitové tufy a bentonity sú len zriedkavo monominerálne (zložené iba z montmorilonitu); častejšie obsahujú prímies kaolinitu. Na druhej strane vo vrte ŽP-5 sú bentonity zložené vo vrchnej časti výlučne z kaolinitu. To znamená, že v bentonitoch Žiarskej kotliny vystupujú vedľa seba montmorilonit a kaolinit v premenlivom pomere. Preto rozoberiem podmienky vzniku kaolinitu pri bentonitizácii ryolitových tufov.

Podľa Jureviča — Sokolovej (1965) kaolinit vzniká pri bentonitizácii v počiatočných štádiách rozkladu vulkanického skla. Naproti tomu Ginzburg (1958, 1963) považuje kaolinit za konečný produkt rozpadu materských hornín, okrem voľných hydrátov Al, ktoré vznikajú za špeciálnych podmienok, v záverečnom procese tvorby ťvových minerálov. Grim — Loughnan (1962) konštatujú v primárnych zónach zvetrania smerom k povrchu postupnú premenu ilitu a montmorilonitu v kaolinit v závislosti od intenzity cirkulácie povrchových vôd. V súvis so vznikom ťvových minerálov sa potom pripisuje veľký význam koncentrácii  $Ca^{+2} Mg^{+2} Na^{+} K^{+}$ . Napr. Vachtl — Žemlička (1959) zistili v profile fosfneho vetrania olivinického čadiča smerom k povrchu postupné, ale veľmi výrazné pribúdanie kaolinitu na úkor montmorilonitu (pozri tiež Malecha 1960).

Ako som už spomenul, na ložisku Stará Kremnička — Kotlište je v bentonitoch vedľa montmorilonitu bežne prítomný aj kaolinit (v malom množstve); jeho podmienky vzniku sú zatiaľ nejasné. Najprv som sa domnieval, že sa koncentruje v bielych, rozložených úlomkoch pemzy uprostred masy žltozeleného bentonitu. Avšak vyseparovaná ťvová frakcia z úlomkov pemzy neobsahovala vôbec kaolinit, hoci v mase pôvodného bentonitu bol prítomný. Aj predpoklad, že kaolinit vznikal v počiatočnom štádiu rozkladu, t. j. v slabo bentonitizovaných tufoch, alebo naopak, pri intenzívnej premene — v samotných bentonitoch, vylučujem, lebo ho nachádzame v rovnakých koncentráciách v oboch typoch. Môžeme uvažovať o dvoch alternatívach: buď vznikal v procese bentonitizácie, teda spolu s montmorilonitom, alebo oddelene od procesu bentonitizácie, v dôsledku neskoršej cirkulácie a presakovania povrchových vôd cez bentonitizované vrstvy. Zatiaľ ani pre jednu alternatívu v bentonitoch s malým obsahom kaolinitu nemáme dost presvedčivých dôkazov.

Iná je situácia tam, kde v bentonitoch kaolinit prevláda. Izáková — Gregor — Ciesarik (1965) uvádzajú takýto prípad zo šachtice SŽ-24 (15—16,6 m) v podloží limnokvarcitu; ja som ho zistil vo vrte ŽP-5 (k. Podháj, S od Žiaru n/Hronom), o ktorý sa opieram pri ďalších svojich úvahách.

Vo vrte (pozri profil) v bezprostrednom podloží limnokvarcitu je 50 cm poloha preplaveného, tmavohnedého, plastického bentonitického ílu (ŽP-5/7,90—8 m), ktorý obsahuje vedľa dominujúceho montmorilonitu aj rtg. dobre identifikovateľný kaolinit a ilit. Potom nasleduje profil, v ktorom sa dá sledovať kaolinizácia pôvodnej materskej horniny (ryolit, alebo ryodacit). Na prvý pohľad je markantné postupné slabnutie premeny smerom do hĺbky. V intervale 8,40—18 m je materská hornina premenená v snehobielu ťvovú hmotu. Z pôvodných minerálov je zachovaný jedine kremeň; živce sú úplne rozložené, rovnako ako biotit. Najintenzívnejšia premena siaha do hĺbky 13 m. V elektróno-  
vom mikroskope sme zistili, že kaolinit je veľmi jemnodisperzný, tvorí však pseudohexagonálne, pekne obmedzené tabuľky, poukazujúce na relatívne vysokú kryštalinitu.

Na elektrónových mikrofotografiách nevidno prítomnosť montmorilonitu. O jeho prípadnom nepatrne malom obsahu by sa mohlo usudzovať z rtg. záznamu, kde sa prejavuje veľmi nevýrazný, difúzný reflex v oblasti 13,84 Å.

V intervale 13–18,20 m postupne intenzita premeny klesá, hornina nadobúda kompaktnější ráz. Začína sa objavovať vybielený biotit. V intervale 18,20–21 m má hornina sivobielu farbu so slabým zelenkavým nádychom. Opticky sa už dajú sledovať intenzívne kaolinizované živce. Základná pelitická hmota je v celom profile jemnodisperzná, izotrópna, biotit len slabó vybielený, postupne stále menej rozložený. Tento minerál je veľmi citlivý ukazovateľ premeny už pri makroskopickom pozorovaní.

V hlbších častiach vrtu stupeň kryštalinity kaolinitu viditeľne slabne. Súčasne vzrastá obsah montmorilonitu. Poukazuje na to jednak prvá endoterma pri 180 °C, ale hlavne prehlbujúca sa dehydroxylačná endoterma pri teplote 700–720 °C na krivke DTA z intervalu 22,50 m. Zvlášť zjavné je to pri porovnaní dehydroxylačnej endotermy v intervale 700–720 °C zo vzorky ŽP-5/21 a ŽP-5/22,50. Vo vzorke z intervalu 22,50 m sa bazálny reflex po sýtení glycerínom posúva na 18,4 Å a súčasne vzrastá jeho intenzita.

V hĺbke 25 m má hornina sivozelenú farbu. Množstvo biotitu nápadne vzrastá. V hlbšej časti vrtu som už nemal možnosť sledovať charakter tejto premeny. Podľa dokumentácie GP v intervale 27–30 m sa nachádza kompaktný ryolit s rozloženou základnou hmotou.

Takýto priebeh kaolinizácie pri premene vulkanických hornín v Žiarskej kotline v spojitosti s bentonitmi je zaiste prekvapujúci. Pomáha nám však objasniť podmienky vzniku kaolinitu, ktorý tu nepochybne vznikol na mieste. Pri našich úvahách musíme vychádzať z faktu, že smerom do hĺbky sa intenzita premeny znižuje a že v hlbších častiach menej intenzívne rozložených vzrastá obsah montmorilonitu, resp., že celý komplex leží pod polohou limnokvarcitu, vychádzajúcou na povrch (v bezprostrednom podloží je len tenká vrstvička preplaveného ílu). Vo vzorke ŽP-5(11,90), ktorá reprezentuje najintenzívnejší stupeň premeny, obsah kaolinitu sa môže pohybovať od 90 do 95 %, v hĺbke 22,50 niečo málo nad 50 %. Na základe toho sa domnievam, že pri tejto premene sa uplatnil vplyv okolitého prostredia na charakter ílových minerálov. Intenzívna cirkulácia povrchových vôd v bezprostrednom podloží limnokvarcitu spôsobila predovšetkým v intervale 8,40–13,00 m intenzívny odnos  $\text{Ca}^{+2}$  a najmä  $\text{Mg}^{+2}$ , čím sa vytvorila kyslá reakcia prostredia priaznivá pre vznik kaolinitu. V hlbších častiach profilu intenzita vyluhovania i rozkladu materských hornín poklesla. Konkrétnym prejavom týchto čiastočne zmenených podmienok je pribúdanie montmorilonitu. Zvlášť by som chcel upozorniť na skutočnosť, že tvorba dvojice minerálov kaolinit-montmorilonit je ovplyvňovaná prítomnosťou  $\text{Mg}^{+2}$  v prostredí vzniku; obsah MgO vo vzorke z hĺbky 11,90 m vzrastá z 0,42 % na 0,74 % (v hĺbke 22,50 m).

#### Zmeny v mineralogickom zložení ílov Žiarskej kotliny

Proces tvorby ílových minerálov prebiehal v dvoch etapách: do prvej patrí primárny vznik ílových minerálov v procese hypergenézy (primárnosť je daná vznikom in situ); najhojnejší je práve v kôrach vetrania. Vznik ílových minerá-

lov je v tomto úseku kontrolovaný predovšetkým klímou, materskou horninou, morfológiou a charakterom prostredia.

Do druhej etapy patrí celý proces sedimentácie v širšom zmysle slova, vrátane transportu ílových minerálov z miest primárneho vzniku, vlastnej sedimentácie a diagenetického štádia. Názory na genézu ílových minerálov v procese sedimentácie nie sú jednotné. Podľa jedných mineralogické zloženie ílov je ovplyvnené hlavne charakterom okolitého prostredia nielen v procese ich primárneho vzniku, ale aj v etape sedimentácie. Iní považujú íly prevažne za alotigenné minerály, ktorých mineralogické zloženie je určované hlavne procesmi, podmieňujúcimi ich vznik v kôre vetrania; v podstate neuznávajú väčší vplyv okolitého prostredia.

Z tohoto zorného uhla musíme posudzovať aj genézu ílových minerálov vo vnútorných kotlinách, a rekonštruovať priebeh ich vzniku v celom časovom úseku, t. j. od ich vzniku v primárnych kôrach vetrania až po diagenetické štádium.

Fosílna kôra zvetrávania vo vulkanickom komplexe, ktorý obklopuje vnútorné kotliny vrátane Žiarskej, sa nezachovali. Jediný proces primárneho vzniku ílových minerálov, ktorý môžeme dobre sledovať v tejto oblasti, prebiehal pri bentonitizácii ryolitových tufov v spojitosti so vznikom limnokvarcítov. Pri procese bentonitizácie v Žiarskej kotline sa uplatnil vplyv materských hornín i okolitého prostredia.

Pemzovité ryolitové tufy majú najpriaznivejšie vlastnosti z hľadiska bentonitizácie z dvoch príčin: 1. majú priaznivé granulometrické zloženie, obsahujú prevažne minerály menšie ako 1 mm; okrem toho ide o materiál, ktorý počas sedimentácie vo vodnom prostredí nadobudol vysokú pórovitosť; 2. sú zložené zväčša z vulkanického skla, teda zo súčiastok ľahko reaktívnych, optimálnych pre vznik ílových minerálov, hlavne montmorilonitu.

Vplyv okolitého prostredia na mineralogické zloženie bentonitov som sledoval pri premene ryolitových tufov v závislosti od dvoch faktorov: prvý faktor je uhoľná sedimentácia. Ako vieme, proces tvorby uhlia prebieha v kyslom prostredí rašelinových vôd, bohatých na humínové kyseliny. V šachtici SŽ-14 bentonitizovaný ryolitový tuf obsahuje montmorilonit s malou prímiesou kaolinitu. V podloží limnokvarcitu, v intervale 12,50–13 m prechádza v tmavosivý, silne rozložený tuf s preuhoľnenými a súčasne silicifikovanými zvyškami rastlín, pričom zároveň nadobúda kaolinitický charakter. Aj tmavosivý uhoľný íl vo vrte SK-30/5,80–6,30 obsahuje prevažne kaolinit.

Ako druhý faktor vystupuje cirkulácia povrchových vôd, ktorá spôsobila odnos predovšetkým  $Mg^{+2}$ ; tým sa vytvorilo kyslé prostredie, takže pri intenzívnom rozklade materských hornín vznikol čistý kaolinit. Ako príklad môžu slúžiť pomery vo vrte ŽP-5 (pozri predošlú stať). Z porovnania chemických analýz bentonitov Žiarskej kotliny usudzujem, že proces tvorby montmorilo-

nitú bezprostredne súvisí predovšetkým s obsahom  $Mg^{+2}$ . Z pokusov Nolla (1930) a z premeny vulkanických skiel (Houser — Renolds 1939) je známe, že (na rozdiel od  $K^+$ ,  $Na^+$ , alebo  $Ca^{+2}$ ) ióny  $Mg^{+2}$  majú aj pri relatívne menšej pôsobnosti okolitého prostredia rozhodujúci vplyv na tvorbu montmorilonitu. Nasvedčuje tomu aj spodná časť profilu vo vrte ŽP-5, kde sa takmer dvojnásobne zvyšuje obsah MgO a súčasne sa objavuje montmorilonit.

Teraz sa budem zaoberať druhou časťou problému: *ako sa chovajú íly v samotnom procese sedimentácie*. Za tým účelom som analyzoval vzorky ílov z vrtov Trubín-1, P-20, P-21, P-22, resp. z ílov, striedajúcich sa s limnokvarcitmi medzi Slaskou a Lutilou (ide o íly preplavené).

Rovnako ako pri skúmaní primárnej bentonitizácie ryolitových tufov, aj zmeny mineralogického zloženia preplavených ílov (resp. pôsobenie ďalšieho faktora — vplyv diagenetických procesov) sme sledovali vo vertikálnom smere. Zvlášť vo vrte Trubín-1, sa dá dobre overiť zmena mineralogického charakteru ílov v závislosti od okolitého prostredia (veľmi časté slojky lignitu), resp. od hĺbky uloženia. V celom profile vrtu (450 m) sme nezistili žiadnu zákonitosť ani v jednom, ani v druhom smere. Osobitnú pozornosť som venoval tým partiiam, ktoré majú v tesnom podloží a nadloží slojky lignitu. Ani v jednom prípade sa nezistil zvýšený obsah kaolinitu. Naopak, v tomto vrte viac ako v ostatných bez uhoľnej sedimentácie naprosto dominuje montmorilonit. Ani smerom do hĺbky sa zastúpenie jednotlivých ílových minerálov nemení (najlepšie to dokumentujú vzorky  $T_1/64,7$  a  $T_1/420$ , ktoré obsahujú prakticky len montmorilonit).

Kým v oblasti s primárnou bentonitizáciou sme miestami zistili priamu závislosť medzi tvorbou uhlia a vznikom kaolinitu, ani vo vrte Trubín-1, ani v preplavených íloch a tuftoch takúto závislosť nepozorovať. Napr. vo vrte VŽ-45, v intervale 15.4 až 30.75 m sa nachádzajú preplásky lignitu, doprevádzané uhoľnými ílmi; kaolinit však je nie prítomný.

Diagenetické zmeny v mineralogickom zložení ílov sa odrážajú medzi iným aj v zmiešaných štruktúrach. Ílové minerály typu zmiešaných štruktúr sú známe hlavne v starých sedimentoch; napr. tzv. K-bentonity v ordoviku a devóne USA majú zmiešané štruktúry typu ilit-montmorilonit. Podľa Weawera (1956) v sedimentárnych sériách USA vyše 70 % vzoriek má zmiešané štruktúry. Powers (1959) uvádza so zväčšujúcou sa hĺbkou premenu montmorilonitu v ilit cez zmiešané štruktúry. Vo vzorkách zo sedimentárnej výplne Žiarskej kotliny sme zatiaľ bezpečne nezistili zmiešané štruktúry, hoci ich existenciu nevyklúčujem.

Zatiaľ môžem konštatovať, že *premiestnené íly* Žiarskej kotliny študovaných oblastí majú prakticky zhodné mineralogické zloženie: dominuje montmorilonit, v menšom množstve je prítomný kaolinit a ilit. Nedochoádza tu teda k žiadnym zmenám v mineralogickom zložení ílových minerálov v procese sedimentácie

a diagenézy. Naopak, tieto ílové sedimenty odrážajú procesy, ktoré prebiehali pri ich rozklade v primárnych kôrach vetrania. Nemôžeme ich považovať za registrátora charakteru prostredia sedimentácie, ani robiť paleogeografické, resp. stratigrafickokorelačné uzávery na základe ich mineralogického zloženia.

\*

Na záver nás musí napadnúť otázka, prečo sa v študovaných kotlinách neprejavili žiadne výraznejšie zmeny v mineralogickom zložení ílových minerálov po ich uložení. V tejto súvislosti chcel by som zdôrazniť tri faktory.

Prvým je skutočnosť, že *ide o jazernú oblasť brakického až sladkovodného charakteru*, kde sa samotné prostredie sedimentácie v procese vývoja podstatne nemenilo. Podľa Pulca (1963) v staršom období bola panva spojená s morským vývojom Podunajskej nížiny. Preto prípadne zmeny tu môžeme očakávať jedine v postupnom vysladzovaní panvy. Treba však brať do úvahy, že išlo celkovo o malé časové rozpätie; zmeny v salinite neboli tiež nijako výrazné; preto nemohli ovplyvniť mineralogický charakter ílových sedimentov.

Druhým faktorom sú *materské oblasti znosu*, ktoré majú prakticky monotypný charakter (výlučne vulkanické horniny). V staršom sedimentačnom cykle (vrty Trubín-1 a P-20) síce nenachádzame asociáciu minerálov v ŤF, ktorá by poukazovala na materské horniny andezitového charakteru. Ale na základe porovnania mineralogického charakteru ílov tohoto súvrstvia s mladším sedimentačným cyklom, kde je vždy prítomný pyroxén, predpokladám, že ílové sedimenty v celej výplni Žiarskej kotliny pochádzajú z vulkanických hornín. Mladšia sedimentárna výplň má totiž rovnaký mineralogický charakter ako staršia. Ak by prišli do úvahy ako materské horniny granity, prípadne kryštalické bridlice, muselo by sa to prejavíť odlišným mineralogickým zložením (ako napr. v oblasti poltárskej formácie).

Tretí, nie menej dôležitý faktor, je *tektonický vývoj oblasti*, ktorý ovplyvňuje nielen mineralogický charakter sedimentov vnútorných kotlín, ale má aj širší regionálny význam. Markantne sa prejavuje v štádiu primárneho vzniku ílov i v procese ich sedimentácie. V dobre vyvinutých kôrach vetrania obyčajne prebieha intenzívne nepretržité zvetrávanie počas dlhého obdobia. Charakter ílových minerálov sa tu mení v závislosti od faciálnych zmien. Iná je situácia v oblastiach tektonicky aktívnych, kde obyčajne nevznikajú dobre vyvinuté kôry zvetrávania. Mineralogický charakter ílov tam bezprostredne súvisí s materskými horninami. Počas sedimentácie býva zastúpená určitá stála asociácia ílových minerálov, čo sa výrazne prejavuje práve v oblasti vnútorných kotlín. Charakter sedimentárnej výplne Žiarskej kotliny, najmä časté vyklíňovanie vrstiev, diagonálne a krížové zvrstvenie a granulometrická pestrosť poukazujú na rýchlu sedimentáciu. Proces zvetrávania a s tým súvisiaceho rozkladu vulkanických hornín, resp. vzniku ílových minerálov v primárnych

kôrach zvetrávania sa nedá spoľahlivo rekonštruovať. Predpokladáme, že rozklad primárnych minerálov dospel len do štádia vzniku montmorilonitu, resp. ilitu, čo napokon spôsobil aj samotný charakter materských hornín. Rýchla a intenzívna denudácia produktov rozkladu, resp. rýchla sedimentácia potom spôsobili, že sa z mineralogického hľadiska charakter ílových sedimentov v podstate nemenil, a to ani v závislosti od prostredia sedimentácie, ani od prírodných zmien v materských horninách v rámci vulkanitov (andezity—ryolity).

### Rozdelenie ílových sedimentov Žiarskej kotliny

Na základe doterajšieho štúdia sa môžu ílové sedimenty Žiarskej kotliny rozdeliť do štyroch základných skupín, ktoré sa navzájom líšia od seba litologicky, geneticky i mineralogickým zložením.

Do prvej skupiny patria *primárne bentonitizované ryolitové tufy*, ktoré pri intenzívnej premene pozvoľne prechádzajú do bentonitov. Max. sú vyvinuté na limnokvarcitovom ložisku Stará Kremnička—Kotlište. Zriedkavo sú monominerálne (zložené len z montmorilonitu); zväčša obsahujú malú prímes kaolinitu, miestami vzniká takmer čistý kaolinit (napr. vo vrte ŽP-5).

Premiestnením primárne bentonitizovaných ryolitových tufov a bentonitov na krátku vzdialenosť, v období erózie vrchnej limnokvarcitovej polohy vznikli silne piesčité až plastické bentonitické íly s ostrohrannými úlomkami limnokvarcitov, valúnmi ryolitov a andezitov. Tvoria prevažne najvrchnejšiu časť profilov na ložisku Stará Kremnička—Kotlište, v bezprostrednom nadloží bentonitizovaných ryolitových tufov a bentonitov. Rtg. analýzou sa v nich nezistil ilit. Obsahujú však podstatne viac kaolinitu ako primárne bentonity.

Potom sú to *tufitické íly a tufity, uholné íly, piesčité a plastické íly*; prvé sa vyskytujú hlavne v podloží hlavnej polohy limnokvarcitov. Piesčité a plastické íly som študoval na lokalite Stará Kremnička—Potôčik a medzi Podhájom, Lutilou a Slaskou. Ide o preplavené sedimenty; ich mineralogické zloženie je veľmi monotónne, rovnaké vo všetkých vzorkách. Prevalu má montmorilonit so značným zastúpením ilitu a kaolinitu. Prítomnosť ilitu potvrdzuje, že ide o íly pretransportované. Podotýkam, že niekedy vieť hranicu medzi bentonitickými ílmi a touto skupinou polyminerálnych ílov je veľmi problematické.

Nakoniec sú to *piesčito-aleuritické íly a ílovce*, často s tenkými preplástkami lignitu, ktoré tvoria hlavnú časť sedimentárnej výplne Žiarskej kotliny. Mineralogickým zložením a azda aj spôsobom vzniku sú podobné predošlej skupine. Líšia sa hlavne geologickou pozíciou. Pulec (1963) a Ciesarik—Plandarová (1965) ich považujú za staršie ako pelitické sedimenty doprevádzajúce limnokvarcity. Predpokladám, že boli transportované na väčšiu vzdialenosť a časove nesúviseli tak bezprostredne s limnokvarcitmi ako predošlá skupina. Z tohoto dôvodu ich aj zaraďujem do samostatnej skupiny.

Otázkou vzniku bentonitov v Žiarskej kotline sa zaoberali Ciesarik—Očenáš (1964). Vychádzajú z názorov Slávika (1964) o vzniku bentonitov na východnom Slovensku, kde pritom spolupôsobili 3 procesy: halmyrolytický rozklad sopečného vulkanického materiálu v morskom prostredí; zvetrávanie a splavovanie jemnozrnného kyslého tuftického materiálu do vodného bazénu; deštrukčný vplyv presakujúcich povrchových vôd.

Ciesarik—Očenáš (1964) rozhodujúci vplyv pripisujú presakujúcim povrchovým vodám. Halmyrolytický rozklad aplikujú len na niektoré polohy montmorilonitických flov z vrtvov VŽ-6 a VŽ-7 na okraji ložiska Stará Kremnička. Zvetrávaním a splavovaním jemného pelitického materiálu do vodného bazénu vznikli podľa nich bentonitické fly v nadloží limnokvarcitových polôh.

Pokiaľ ide o halmyrolýzu, nazdávam sa, že tento proces (prebiehajúci v hlbokomorskom prostredí) nemožno predpokladať pre plytkovodný limnický režim, v akom prebiehala bentonitizácia v Žiarskej kotline. Napokon vo vrte VŽ-7 sa nachádzajú preplavené polyminerálne fly s podstatnou prímесou kaolinitu a ilitu, obdobne ako v priestore medzi Lutílou a Slaskou.

Zo štúdia flových sedimentov v Žiarskej kotline je zjavná úzka priestorová spojitost medzi bentonitmi a limnokvarcitmi. V tej súvislosti sa podrobnejšie zmienim o časovej spojitosti medzi vznikom obidvoch komplexov; najprv ale uvediem najdôležitejšie názory na vznik limnokvarcitov.

Fiala (1961) považuje limnokvarcitu za produkty prenikania hydrotermálnych roztokov pozdĺž puklín a zlomových línii pri sv. okraji Žiarskej kotliny, po extrúzií ryodacitov a pemzových rýolitov. Pritom zdôrazňuje gejzírovitý charakter celého procesu, ktorý sa prejavuje kupovitým, terasovitým a kaskádovitým tvarom. Predpokladá genetickú súvislosť limnokvarcitov so zlatonosnými kremnickými rudnými žilami, ktorú podopiera príbuznou asociáciou prvkov v spektrálnych analýzach.

Ciesarik—Očenáš (1964) upresňujú tento názor na základe pomerov na ložisku pri Starej Kremničke. Tu prenikali termálne roztoky bohaté na kyselinu kremičitú do už existujúceho vodného bazénu močiarovitého charakteru. Nejde teda o gejzírový charakter vzniku limnokvarcitov. Vylučuje to aj veľký plošný rozsah, niekoľko pomerne mocných polôh nad sebou, doprovdnité slojky uhlia a silná organická pigmentácia limnokvarcitov.

Proces tvorby bentonitov môžeme považovať vo vzťahu k limnokvarcitom za syn-genetický, alebo epigenetický.

Pri prvej alternatíve by proces bentonitizácie rýolitových tufov musel byť vyvolaný samotným vznikom limnokvarcitov. Podľa Bardossyho (1959) a Krauskopfa (1959) rozpustnosť  $\text{SiO}_2$  v amorfnej forme je síce možná v celom rozsahu prirodzených hodnôt pH, ale prudko vzrastá pri pH 9. Preto je pravdepodobné, že hydrotermálne roztoky v Žiarskej kotline, ktoré transportovali  $\text{SiO}_2$  vo forme pravých (najskôr ale koloidných roztokov) mali alkalický charakter. Podľa Slávika (1964) ložiskové vody na bentonitovom ložisku Lastovce majú hodnotu pH 6,8—7,0. Abrazné pH (podľa metódy Stevensa—Carrona 1948) v nontronitizovaných pyroxenických andezitoch pri Badíne sa pohybujú tiež v tomto rozmedzí. Aj hodnoty pH v zálive jazera močiarovitého charakteru so subtropickou, vlhkou klímou (Ciesarik—Planderová 1965), v ktorom vznikli limnokvarcitu, boli o niečo nižšie ako 7. Ak sa alkalické roztoky s vysokou koncentráciou rozpustného  $\text{SiO}_2$  dostali do takéhoto prostredia, došlo tu k hromadnému vyzrážaniu kyseliny kremičitej. Ak sa bohatým prínosom týchto roztokov zvýšila koncentrácia pH

v samotnom bazéne, potom predovšetkým v intervale medzi vznikom hlavnej a vrchnej limnokvarcítvej polohy mohlo event. dôjsť k rozkladu a bentonitizácii ryolitových tufov. Tento predpoklad má však niektoré sporné stránky.

Je otázne či prínos alkalických roztokov obohatených o  $\text{SiO}_2$  skutočne zvýšil charakter pH vo vodnom bazéne až na hodnoty vhodné pre vznik montmorilonitu. Okrem toho pri premene vulkanického skla na montmorilonit musí prebiehať odnos  $\text{SiO}_2$ , čo nie je v súlade so súčasným vznikom limnokvarcítov.

Preto sa domnievam, že pri vzniku bentonitov sa v Žiarskej kotline významnejšie uplatnili cirkulujúce povrchové vody, pričom limnokvarcítvy mali pri tomto procese veľmi dôležitú úlohu. Cirkulácia povrchových vôd, mohla lokálne prebiehať vertikálne, cez tektonicky porušené zóny limnokvarcítvy, ale ako celok považujem limnokvarcítvy za súvrstvie málo priepustné. Intenzívnejšia bola cirkulácia po úklone medzi hlavnou a vrchnou polohou limnokvarcítov v ryolitových tufoch, kde má bentonitizácia najväčšiu intenzitu a rozsah. Pri intenzívnej prevažne vertikálnej cirkulácii sa vytvorili špeciálne podmienky (odnos alkálií), čo sa prejavilo vznikom čistého kaolinitu (napr. vo vrte ŽP-5, alebo SŽ-24).

Z uvedeného vyplýva, že časová spojitosť medzi vznikom limnokvarcítov a bentonitov je málo pravdepodobná, ale o to zjavnnejšia je ich priestorová spojitosť. Rozsiahlejšia primárna bentonitizácia Žiarskej kotliny je zatiaľ známa len v spojitosti s limnokvarcítmi, hlavne v oblasti Starej Kremničky, kde súčasne majú aj limnokvarcítvy najväčší rozsah. Bentonitizované ryolitové tufy a bentonity sa v oblasti Starej Kremničky vyskytujú predovšetkým medzi nadložnou „vrchnou“ a podložnou „hlavnou“ polohou limnokvarcítov. Kde je nie prítomný limnokvarcít (SK-36), k bentonitizácii ryolitových tufov nedochádza.

Na základe petrograficko-mineralogického štúdia ílových sedimentov Žiarskej kotliny predkladám nakoniec nasledovné závery:

[1] Primárny proces bentonitizácie je na ložisku pri Starej Kremničke viazaný na premenu ryolitových tufov. Oproti premiestneným bentonitickým ílom, tuftom, tuftickým ílom a polyminerálnym ílom s rôznym podielom piesčitej frakcie sa ryolitové tufy vyznačujú stabilnou a sociáciou  $\text{TM}$  (zirkón—biotit), lepším stupňom usporiadania mriežky montmorilonitu a iba malou prímiesou kaolinitu. Zriedkavejšie sú prítomné čisté, monominerálne bentonity (zložené iba z montmorilonitu).

[2] Podľa kriviek DTA, kryštalochemických vzorcov a pomeru  $\text{Si} : \text{Al}$  montmorilonity v bentonitoch Žiarskej kotliny majú prechodné postavenie medzi bentonitmi nontronit-beidellitického typu (známymi vo Zvolenskej kotline) a montmorilonitmi s nízkou tetraedrickou substitúciou v bentonitoch východného Slovenska.

[3] Vplyv prostredia vyjadrený predovšetkým koncentráciou pH ovplyvňoval tvorbu ílových minerálov len pri ich primárnom vzniku in situ. V dôsledku týchto zmien vznikli za určitých podmienok bentonity s vysokým obsahom kaolinitu. U premiestnených ílových sedimentov dostupných štúdiu sa v celej oblasti Žiarskej kotliny nezistili výraznejšie zmeny v ich mineralogickom zložení počas sedimentácie a diagenézy.



[4] Pri genéze bentonitov na lokalite Stará Kremnička vychádzam z ich úzkej priestorovej spojitosti s limnokvarcitmi. K bentonitizácii došlo vplyvom cirkulácie povrchových vôd cez súvrstvie ryolitových tufov, predovšetkým medzi hlavnou a vrchnou polohou limnokvarcitov.

Nakoniec ďakujem B. Čičelovi za cenné rady a pripomienky k práci, D. Očenášovi a J. Beňovi za poskytnutie materiálov zo študovanej oblasti a R. Gavendovi za vyhotovenie difraktogramov.

Lektoroval inž. B. Čičel.

#### LITERATÚRA

- [1] Ames L. L.—Sand L. B.—Goldich S. S., 1958: A contribution on the Hector California bentonite deposit. *Econ. Geol.*, 53, 1, str. 22—37. — [2] Bardossy G., 1959: The geochemistry of Hungarian bauxites. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.*, 6, str. 1—47. — [3] Brestenská E., 1960: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200.000 list Nitra. — [4] Brindley G. W., 1951: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society London. — [5] Brindley G. W.—Youell F. Y., 1951: A chemical determination of the tetrahedral and octahedral aluminium ions in a silicate. *Acta Cryst.*, 4, str. 495—497. — [6] Ciesarik M.—Očenáš D., 1964: Stará Kremnička — limnokvarcit. Záverečná zpráva a výpočet zásob. Rukopis: Geofond Bratislava. — [7] Ciesarik M.—Planderová E., 1965: Geologická pozícia limnokvarcitov ložiska Stará Kremnička. *Geologické práce, Zprávy* 35, str. 87—98. — [8] Čičel B., 1963: On the problem of bond strenght of OH group in layer silicates. *Geologické práce, Zprávy* 30, str. 249—272. — [9] Čičel B.—Novák I.—Pivovarníček F., 1965: Rozpúšťanie montmorillonitu v HCl a možnosti jeho použitia pri štúdiu aktivácie. *Silikáty* 9, str. 130—140. — [10] Čičel B.—Novák I., 1966: Rozklad montmorillonitu v HCl a kryštalochemické vzorce. Výskumná zpráva ŠPV. Ústav anorganickej chémie SAV, Bratislava str. 63—95. — [11] Čičel B.—Novák I., 1966: Vplyv chemickej analýzy a prímiesí na vypočítané rozloženie kationov v štruktúre vrstevnatých silikátov. Výskumná zpráva ŠPV. Ústav anorganickej chémie SAV Bratislava, str. 96—131. — [12] Fiala F., 1961: Geologicko-petrografický výskum centrálni a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. Záverečná zpráva. Geofond Bratislava. — [13] Ginzburg I. I., 1958: Nekotoryje fiziko-chimičeskije momenty v obrazovaniji glin. *Issledovanija i ispolzovanije glin. Lvov.* str. 135—142. — [14] Ginzburg I. I., 1963: Voprosy energetiky reakcij procesov vyvetrivanija nekotorych aljumsilikatov. *Kora vyvetrivanija* 5, str. 87—119. — [15] Grim R. E., 1953: *Clay Mineralogy*. New York-London-Toronto str. 348. — [16] Grim R. E.—Loughnan F. C., 1962: Clay minerals in sediments, from Sydney Harbour, Austr. *Journ. of Sed. Petrology* 32, 2, str. 240—248. — [17] Horváth I., 1964: Termochemická charakteristika najdôležitejších východoslovenských bentonitov. *Silikáty* 8, str. 53—58. — [18] Horváth I., 1965: Niektoré vlastnosti montmorillonitických koncentrátov východoslovenského neogénu. *Geologické práce, Zprávy* 37, str. 153—162. — [19] Horváth I., 1966: Kryštalochemická štruktúra montmorillonitov východného Slovenska, možnosť jej využitia a význam. *Silikáty* 2, str. 152—161. — [20] Hosterman J. W.—Scheid V. E.—Allen V. T.—Sohn I. G., 1960: Investigations of some clay deposits in Washington and Idaho. *U. S. Geol. Survey Bull.* 1091, str. 147. — [21] Houser E. A.—Renolds H. H., 1939: Alteration

of glase to montmorillonite. *Amer. Min.* 24, str. 590–598. — [22] Izáková K. — Gregor M. — Ciesarik M. 1965: Die slowakischen aktiven Erden im Gebiet Žiar n/Hronom. *Geol. Sbor. SAV* 16, 2, str. 303–315. — [23] Johns W. D. — Jonas E. C., 1954: Some observations on the relation between isomorphism and properties of clays. *Journ. Geol.* 62, 163–171. — [24] Jurevič L. A. — Sokolova A. L., 1965: Formirovanije mineralov tonkich frakcij verchnepiocenovych peplovych tufov Prebalchanskogo rajona jugo-zapadnoj Turkmenii. *Litologija i polez. iskopaemyje* 6, str. 20–33. — [25] Kelley W. P., 1955: Interpretation of chemical analyses of clays. *Clays and Clay Technology. Calif. Div. Min. Bull.* 169, str. 92–94. — [26] Konta J. 1957: Jílové minerály Československa. *Nakl. ČSAV, Praha*, str. 319. — [27] Krauskopf K. B., 1959: The geochemistry of silica in sedimentary environments. *Silica in Sediments, Soc. Econ. palae. and Min. Symp.* 7, str. 4–18. — [28] Malecha A., 1960: Vývoj terciéru v jižní části žatecké oblasti. *Geol. UUG odd. geol.* 27, str. 247–291. — [29] Mattyasovszky — Zsolnay L., 1946: Illite, montmorillonite and volcanic ash as whiteware body ingredients. *Amer. Ceramic. Soc. J.*, 29, str. 254–260. — [30] Mc Connell D., 1950: The crystal chemistry of montmorillonite. *Amer. Min.* 35, str. 166–172. — [31] Mc Connell D., 1951: The crystal chemistry of the montmorillonite II. *Clay Min. Bull.* 1, str. 179–188. — [32] Noll W., 1930: Synthese von Montmorilloniten. *Chem. Erde*, 10, str. 129–154. — [33] Osthaus B. B., 1945: Chemical determination of tetrahedral ions in nontronite and montmorillonite. *Clay and Clay Min. Nat. Acad. Sci. Publ.* 327, str. 404–417. — [34] Osthaus B. B., 1956: Kinetic studies on montmorillonites and nontronite by acid dissolution technique. *Clays and Clay Min. Nat. Acad. Sci. Publ.* 456, str. 301–321. — [35] Planderová E., 1963: Zpráva o palynologickom výskume v Žiarskej kotline.: Rukopis. *Archív GÚDŠ Bratislava*, str. 1–8. — [36] Planderová E. — Vass D., 1966: Nové názory na stratigrafické zaradenie vrchnotortonskej vulkanickej série na južnom Slovensku. *Geol. práce, Zprávy* 38, str. 121–126. — [37] Powers M. C., 1959: Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level. *Clays and Clay Min.*, 6-th Nat. Conf., str. 309–326. — [38] Pulec M., 1963: Ročná zpráva o výskume terciéru v Žiarskej kotline. Rukopis, *archív GÚDŠ Bratislava*, str. 1–34. — [39] Pulec M., 1964: Sedimentárno-petrografický výskum Žiarskej kotliny. Rukopis, *archív GÚDŠ Bratislava*, str. 1–17. — [40] Roberson H. E., 1964: Petrology of tertiary bentonites of Texas. *Journ. of Sed. Petrology* 34, 2, str. 401–411. — [41] Ross C. E. — Shannon E. V., 1926: Minerals of bentonite and related clays and their physical properties. *Amer. Ceram. Soc. Journ.*, 9, str. 77–96. — [42] Ross C. E. — Hendricks S. B., 1945: Minerals of the montmorillonite group. *U. S. Geol. Sur. Prof. Pap.* 205 B., str. 23–79. — [43] Sedleckij I. D., 1945: Kolloidno-disperznaja mineralogija. *Izd. AN SSSR, Moskva—Leningrad*. — [44] Seneš J., 1955: Záverečná zpráva o základnom geologickom výskume stredného a južného Slovenska za rok 1955 (oblast Štúrovo, Križska kotlina, južné Slovensko). Rukopis; *archív GÚDŠ Bratislava*. — [45] Sherman G. D., 1952: The genesis and morphology of the alumina rich laterite clays (Hawaii). *Amer. Inst. Mining. Metall. Eng., symp., annual meeting*, str. 154–161. — [46] Schlocker J. — van Horn R., 1958: Alteration of volcanic ash near Denver, Colorado. *Journ. of Sed. Petrology* 28, 1, str. 31–35. — [47] Slavík J., 1960: Príspevok k riešeniu vzťahov v geologickej stavbe hornonitrianskej a žiarskej kotliny. *Geolog. Sbor. SAV* 11, 1, str. 111–118. — [48] Slavík J., 1964: Geológia a genéza ložísk niektorých pelitov v neogéne východného Slovenska. *Geol. práce, zošit* 63, str. 221–237. — [49] Stevens R. E. — Carron M. K., 1948: Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. *Am. Min.* 33, str. 31–49. — [50] Sudo T., 1952: Clays minerals formed by alteration of volcanic glass from Japan. *Comité intern. pour l'étude des argiles. Fas.* 18, X. *Congres*

geol. inter. Alger., str. 123—135. — [51] Sudo T., 1959: Mineralogical study on clays of Japan. Maruzen Co., LTD Tokyo, str. 328. — [52] Štúr D., 1867: Beiträge zur Kenntnis der Flora des Süßwasserquartzes der Congerien und Ceritienschichten in ungarischen Becken. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt XIV, str. 77—188. — [53] Teschler G., 1924: Die alten Geiser von Kremnitz, ihr Limnoquarzit und der goldführende Quarz. Deutsche Zeitung für die Slowakei, 3 Jahrgang 109, 110, 111. — [54] Vachtl J. — Žemlička J., 1959: K charakteristice fosilního větřání na jižním okraji mostecké hnědo-uhelné pánve. Sbor. UUG, odd. geol. 25, str. 313—330. — [55] Weaver C. E., 1956: The distribution and identification of mixed layer clays in sedimentary rocks. Amer. Min. 41, str. 202—221. — [56] Weaver C. E., 1963: Interpretative value of heavy minerals from bentonites. Journ. of Sed. Petrology 33, 2, str. 343—349.

IVAN KRAUS

### PETROGRAPHISCH-MINERALOGISCHE VERHÄLTNISSE UND GENESE DER TONSEDIMENTE IM ŽIAR-KESSEL

Im Žiar-Kessel in der Mittelslowakei sind die pelitischen Ablagerungen ziemlich reich vertreten, aber nur wenig bekannt, besonders hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung. Der vulkanische Komplex, der den Žiar-Kessel umsäumt, ist als primäre Urquelle der Tonablagerungen anzusehen. Darum dominieren da überwiegend Tone montmorillonitischen Charakters; nur selten treffen wir monominerale Tone. Neben Montmorillonit ist üblich auch Kaolinit und Illit vertreten, die örtlich auch eine dominierende Position einnehmen können (Illit nur seltener).

Auf Grund der eingehenden petrographisch-mineralogischen Studien der Tonablagerungen im Žiar-Kessel gelangten wir zu folgenden Schlüssen:

(1) Der primäre Prozess der Benthonitisierung bei Vorkommen von Stará Kremnička ist an die Umwandlung der Rhyolithtuffe gebunden. Gegenüber den versetzten benthonitischen Tonen, Tuffiten, tuffitischen Tonen und polymineralen Tonen mit verschiedener Sandbeimischung ist die Assoziation der Schwerminerale bei den Rhyolith-Tuffen (Zirkon-Biotit) viel beständiger, die Gitterregelung des Montmorillonits viel reifer und die Kaolinitbeimischung nur gering. Nur selten findet man reine monominerale Benthonite (zusammengesetzt nur aus Montmorillonit).

(2) Den DTA-Kurven, und dem Verhältnis Si : Al zufolge nehmen die Montmorillonite n den Benthoniten des Žiar-Kessels eine Übergangstellung zwischen den Benthoniten des nontronit-beidellitischen Types (die im benachbarten Zvolen-Kessel bekannt sind) und jenen der Ostslowakei (mit niedriger Tetraedrit-Substitution) ein.

(3) Der Einfluss des Milieu (ausgedrückt vor allem durch die pH-Konzentration) auf die Bildung der Tonminerale beschränkte sich lediglich bei ihrer primären Entstehung in situ. Infolge dieser Umwandlungen konnten unter bestimmten Bedingungen Benthonite mit hohem Kaolinit-Gehalt entstehen. Bei den versetzten Tonablagerungen, die wir im Raume des Žiar-Kessels studieren konnten, wurden keine grösseren Veränderungen der mineralogischen Zusammensetzung während der Ablagerung und Diagenese beobachtet.

(4) Bei der Beurteilung der Genese von Benthoniten in Stará Kremnička stütze ich mich an den räumlichen Zusammenhang mit den dortigen Limnoquarziten. Zur Benthonitisierung kam es vor allem unter dem Einfluss der Zirkulation der Oberflächenwässer, bzw. ihrer Infiltration (Durchgang) durch die Schichtfolge der Rhyolithtuffe, besonders zwischen dem oberen und Haupthorizont der Limnoquarzite.

Der Arbeit sind die DTA-Kurven und Diffraktogramme der wesentlichsten Proben der Tonablagerungen im Žiar-Kessel (Abb. 1–6 im slowakischen Text), wie auch mengenmäßige Vertretung der Schwerminerale (auf Tab. 1), Extremwerte der DTA-Kurven der Benthonite vom Žiar-Kessel, Zvolen-Kessel und aus der Ostslowakei [Tab. 2; Erläuterung:  $T_1$  = Extrem der niedrigeren Dehydroxylationsendotherme;  $T_2$  = Extrem der höheren Dehydroxylationsendotherme;  $T_3$  = Extrem der dritten Endotherme; V = gut messbare Abweichung; Z = unbedeutende Änderung der Grundlage (unbedeutende Abweichung)], wie auch kristallochemische Formeln der Minerale der Montmorillonitgruppe aus den Benthoniten des Žiar- u. Zvolen-Kessels, wie auch aus der Ostslowakei und Braňany (Tab. 3) beige-schlossen.

MICHAL MAHEL

## TEKTONOGRUPY — NOVÁ TEKTONICKÁ KATEGÓRIA

Pri rozpracovaní princípov pre tektonickú mapu karpato-balkansko-dinaridných oblastí ukázala sa potreba vyčleniť takú tektonickú kategóriu, ktorá by pomohla vyjadriť na jednej strane osobitosti a spoločné znaky stavby jednotlivých segmentov i celých geotektonických zón na strane druhej. V alpidách sa pri tektonickej rajonizácii ponúka ako základná charakterizačná kategória v prvom rade tektonická jednotka, lebo práve hojnosť tektonických jednotiek patrí medzi osobitosti alpínskej sústavy. Tektonické jednotky vytvorili sa účinkom tangenciálnych síl tým, že vrchnejšie komplexy sa zväčša odlepili od svojho podkladu a prekonalí deformáciu, pričom často sa dostali do príkrovovej pozície. Bližšia analýza pomerov vo východných Alpách, záp. vých. a južných Karpatoch, na Balkáne i v Dinaridách však ukázala, že väčšina tektonických jednotiek je rozšírená len v tom-ktorom segmente; nemožno ich teda použiť ako porovnávaciu bázu. Ani triedenie a kategorizácia tektonických jednotiek nie je dosť ustálená. Mnohé, dokonca i klasické tektonické jednotky v Západných Karpatoch (napr. krížňanská, prípadne sliezka) sa po podrobnejšom výskume ukazujú ako súbor čiastkových jednotiek so vzťahmi a radovým významom nie vždy jasnými. Iné tektonické jednotky sú zas súčasťou väčších celkov — *tektonických jednotiek vyššieho radu*.

Pre účely paralelizácie Východných Álp a Západných Karpát už dávnejšie sa využívajú *faciálne zóny*, vyčlenené predovšetkým na základe vývoja triasu. Paralelizácia na tejto báze je však bezrozporná prakticky len v južnejších tektonických jednotkách, budovaných triasovými komplexami. Zvlášť zjavná je jednoznačná genetická príbuznosť — pôvod z jednotnej rozsiahlejšej faciálnej zóny (geotektonickej zóny) jednotiek Oberostalpinu a južnejších karpatských jednotiek (chočská, severogemeridná, juhogemeridná). U severnejších

tektonických jednotiek s významnejším podielom mladších členov sú pri paralelizácii značne rozdielne názory.

Názorným príkladom toho je križňanská jednotka Západných Karpát; jednu paralelizujú s Unterostalpinom na základe faciálnych komplexov triasu (Tollman 1958, 1966), druhú s Mittelostalpinom viac na základe geometrie (Andrusov 1965) a tretiu s frankenfeldským príkrovom (Kober 1931; Cornelius 1942; Prey 1966) na základe vývinu jury. Tieto rozpory sú zapríčinené používaním rozdielnych kritérií, vyplývajúcich hlavne z rozdielneho rozloženia jury a spodnej kriedy v Západných Karpatoch a vo Východných Alpách, resp. ich pomeru k triasu.

V Západných Karpatoch mocné komplexy jury a spodnej kriedy sú charakteristické pre severnejšie jednotky; os geosynklinály v štádiu faciálnej pestrosti a premenlivosti sa premiestnila do severnejšej geotektonickej zóny (Maheľ 1964). Naopak, vo Východných Alpách jura a spodná krieda analogických facií buduje najsevernejšiu okrajovú jednotku južnej zóny — Oberostalpin, frankenfeldský, sčasti lunzský príkrov. Os geosynklinály v pomere k štádiu vápencovo-dolomitickému (stredný a vrchný trias) sa i tu premiestnila k severu, ale zostala v rámci južnej geotektonickej zóny austroalpinskej (Oberostalpin), v jej severnej okrajovej časti. Rozsah premiestňovania faciálnych zón v jednotlivých štádiách nie je vo Východných Alpách natoľko rozvinutý ako v Západných Karpatoch (Maheľ 1963). Základným znakom geosynklinály alpského typu je však nestály paleogeografický obraz so štádiálnym premiestňovaním osi geosynklinály, lenže nerovnomerným v jednotlivých segmentoch. V dôsledku toho pomer a rozsah faciálnych súborov jednotlivých vývinových štádií nie je u susedných segmentov rovnaký.

S obdobným protirečením sa stretávame pri paralelizácii tatríd s východoalpiskými jednotkami. Podľa niektorých Unterostalpin je pokračovaním tatríd k západu (Kober 1923; Cornelius 1942; Andrusov 1960, 1966; Prey 1966), podľa iných ide tu o návaznosť peninika (briansonais — Hochstegenfacies) na tatrídy (Tollman 1963, 1966; Kotaňski 1963). Pri tom v oboch prípadoch sa vychádza hlavne z facií triasu (vždy iných), ale i z paleogeografic. typu, z prerušenia sedimentácie (Tollman), resp. z geantiklinálneho charakteru (Andrusov 1966). V konečných dôsledkoch tieto názorové rozdiely sú spôsobené i rozdielnym zaradovaním flyšového pásma: podľa jedných leží v peniniku, podľa druhých v južných častiach helvetika. Najkrikľavejšia rozdielnosť kritérií je pri paralelizácii vonkajších jednotiek, kde na jednu roveň sa dávajú jednotky s rozdielnou náplňou, helvetidy, bradlové pásmo i flyšové pásmo (Tollman).

Pri hľadaní jednotnejších kritérií (so širšou bázou) pre paralelizáciu opierali sme sa o *základné znaky alpskej geosynklinály*, a to: horizontálnu členitosť, štádiálnu premenu paleogeografického obrazu, veľkú pestrosť tektonických

štýlov v závislosti od pestrosti faciálnych súborov i od priestorového postavenia. Takto nám vyvstala nová tektonická kategória, ktorú sme nazvali tektonogrupy.

Tektonogrupy predstavujú paragenetické súbory facií určitého vývinového štádia, prípadne vývinovej periódy, bližšie určujúce paleotektonický typ sedimentačného prostredia, ale i tektonický štýl štruktúrnych elementov, so zreteľom na ich podiel pri tvorbe tektonických jednotiek. Ide teda o komplexy, v ktorých sa odráža ráz tektonických pomerov, za akých vznikli, pričom svojou materiálovou náplňou vytvárajú *podklad pre formovanie tektonických elementov*.

Typ tektonogrup v *dimenzii času* odráža zmeny paleogeografického obrazu geosynklinály. Pre jednotlivé vývinové štádiá sú totiž charakteristické určité *typy tektonogrup*. V štádiu spodnodetritickom a vápencovo-dolomitickom (t. j. v perme a v triase) súbory facií bližšie určujú paleogeografickú zonárnosť vyššieho radu (austroalpský typ, centrálnaalpský, centrálnokarpatský, germánsky, peninský, vnútrodinaridný, centrodinaridný atď.), ale i zón nižšieho radu (Drauzone — Slovenský kras; Unterostalpin — krížňanská jednotka a pod.). V štádiu faciálnej pestrosti a premenlivosti predstavuje jura — spodná krieda faciálne súbory rozmanitejšie a hojnejšie. Často v niektorých zónach vystupujú vedľa seba navzájom skĺbené súbory antagonistických facií, typu priehľbenín a kordilier. Vo flyšovej perióde (s vývinovými štádiami raného flyša, vrcholového flyša a pozdného flyša) dostávajú sa do popredia vzťahy medzi faciálnymi súbormi flyša s. s., piesčitého flyša, vápencového flyša, divokého flyša a neflyšovými (nekompetentnými). V najmladších vývinových štádiách (štádium staršej — morskej molasy, štádium mladšej — brakickej molasy a postgeosynklinálne štádium) typ tektonogrup korešponduje s typom panvy (vnútorná čelná priehľbina, vonkajšia čelná priehľbina; intramontánne — intermontánne, superponované panvy).

Už sme však spomenuli, že typ paleotektonického režimu, za akého faciálne súbory vznikli, je len jednou črtou tektonogrup, ku ktorej patria aj znaky tektonických prejavov — tektonického pulzu v charaktere zvrstvenia, v zmenách i vo vzťahoch jednotlivých facií. V tomto zmysle majú tektonogrupy veľa spoločného s tectotopmi, resp. tectofáciami v zmysle Krumbeina — Clossa (1954), prípadne so subformáciami sovietskych geológov. Každá tektonogrupa však obsahuje spravidla *niekoľko tectofácií*.\*

Nemenej dôležitá však je druhá — *štruktúrna stránka*. Tektonogrupy vytvárajú materiálovú náplň pre tektonický štýl, s vlastnou schopnosťou vrásniť

\* Tectotopy sú komplexy, ktoré odrážajú tektonické podmienky vzniku (práve tak ako litotop litofaciálne a biotop biologické). Inými slovami: sú to komplexy vzniklé na určitom mieste pod vplyvom určitého typu tektonickej aktivity. Mapa tectofácií, podávajúca zmeny tectotopov v priestore, vyznačuje rozsah paleotektonických elementov v rámci ktorých prebiehala sedimentácia (Krumbein — Closs 1956).

a pohybovať sa; určujú tak možnosti, prípadne ráz vrásnivého procesu, a to podľa mechanických vlastností faciálnych súborov v rámci jednotlivých tektonogrup, vzťahmi facií, ich rozmiestnením podľa kompetentnosti a pod.

Tektonogrupy majú pre ne typický tektonický štýl. Napr. slieňovcová tektonogrupa (jura — spodná krieda) má najčastejšie štýl prešmykových vrás — digitácií; tektonogrupa pestrých vápencov kordilierového typu prejavuje sa šošovkovitým až bradlovitým tektonickým štýlom. Tektonogrupa slieňovcov a bridlic euxinského typu má najčastejšie štýl monoklín; tektonogrupa flyša s. s. štýl makrovrás atď.

Úloha faciálnych súborov pri tektonickom formovaní a stavbe závisí v značnej miere aj od ich hrúbky. Názorným príkladom toho sú faciálne súbory jury a spodnej kriedy v tektonických jednotkách vnútorných Karpát. V južnejších jednotkách je podiel týchto členov malý; neprejavujú sa výraznejšie v stavbe, nevytvárajú význačnejšie štruktúry. Žiadne tektonogrupy tu nevyčleňujeme. Naopak, v severných jednotkách dosahujú značných mocností; uplatňujú sa na stavbe, tvoriac čiastkové tektonické jednotky a pestré štýly.

Z priestorového postavenia tektonogrup do značnej miery vyplýva aj *stupeň ich deformácie*. Platí tu závislosť medzi paleogeografickým postavením a stupňom tektonickej deformácie. Napr. vápencovo-dolomitické komplexy austroalpského typu (stredný—vrchný trias) v Maďarskom Stredohorí nie sú zvrásnené. V Slovenskom kráse a v Drauzone vytvárajú vrásy regionálneho rozsahu, dolámané prešmykmi. V severogemeridnom a chočskom príkrove, i v príkrovoch severných vápencových Álp vápencovo-dolomitické komplexy vytvárajú vrásový štýl na podklade veľkých šupín. V krížňanskej jednotke vápencovo-dolomitické komplexy predstavujú pevnejší podstavec (z mocnejších šupín) pre tektonicky vrásniteľnejší pestrý nadložný komplex jury a spodnej kriedy. Každý z týchto vápencovo-dolomitických komplexov sa líši obsahom, ale hlavne pôvodom i terajším priestorovým postavením i rozličným susedstvom. Každý predstavuje inú tektonogrupu.

Väčšina tektonogrup sa pri utváraní tektonických jednotiek osamostatňuje a vytvára tak *čiastkové celky* i *tektonické jednotky*. Názorným príkladom toho je melafýrová séria Západných Karpát, permotriasový pruh pri južnom okraji severných Vápencových Álp.

*Pri vyčleňovaní tektonogrup vychádzame jednak z kritérií faciálno-litologických* (obdobne ako u tektofácií), s osobitným zreteľom na typ a na vzájomné vzťahy facií a hlavne na paleogeografický charakter priestoru vzniku. Vedľa toho v nie menšej miere kladieme dôraz i na ich úlohu *pri formovaní tektonického štýlu* a tektonických jednotiek. Z toho vyplýva, že nie všetky faciálne súbory jednotlivých vývinových štádií považujeme za tektonogrupy, ale len také, ktoré objasňujú dôležité tektonické elementy a význačné vývojové a štruktúrne fenomény.



Tektonogrupy nám:

[1] bližšie určujú typ geosynklinály, jej vývoj i stahovanie osi;

[2] tým, že sú vlastne materiálnym vyjadrením vývojových štádií, s bližším vyznačením náplne, tektonogrupy bližšie naznačujú priebeh faciálnych, či geotektonických zón, ich zmeny od segmentu k segmentu, resp. od štádia k štádiu;

[3] poukazujú na základný materiálový obsah tektonických jednotiek, na ich špecifickosť i na príčiny delenia na jednotky nižšieho radu v dôsledku odlišnej materiálnej náplne;

[4] sú ukazovateľmi tektonického štýlu, lebo pre jednotlivé tektonogrupy je charakteristický určitý tektonický štýl.

[5] tektonogrupy sú veličiny, predstavujúce spoločného menovateľa pre porovnanie tektonického štýlu, pôvodu a postavenia, ale i rozsahu (hrúbkou) zastúpenia jednotlivých vývojových štádií v susedných segmentoch. Tým umožňujú poznať spoločné znaky i rozdiely nielen v susedných segmentoch, ale i v susedných tektonických jednotkách.

\*

Pokúsme sa teraz paralelizovať západokarpatské a východoalpské jednotky, tentoraz na báze tektonogrup. Juhogemeridná jednotka má analogon v Drauzone, severogemeridná v Hochalpiniku (podstatne viac diferencovanom); chočská v príkrovoch Prealpinika (bez frankenfeldského); má však svoje špecifikum v čiastkovej jednotke, budovanej prevažne melafýrovou sériou. Krížňanská jednotka nemá úplný analogon vo Východných Alpách. Obdobné tektonogrupy, štádia faciálnej pestrosti a premenlivosti (jura — spodná krieda) — pravda vo väčšom rozsahu — má s frankenfeldským príkrovom. Má však inú tektonicko-genetickú príslušnosť. Frankenfeldský príkrov predstavuje okrajovú časť, čiastkovú jednotku vyššieho tektonického celku — Oberostalpinu; krížňanský príkrov ďaleko rozsiahlejší a tektonicky členitejší patrí inému severnejšiemu celku. V zmysle tektonickom krížňanská jednotka je špecifický útvar Západných Karpát (Maheľ 1963); nemá analogon ani vo Východných Karpatoch. V zmysle paleogeografickom, jej sedimentačný priestor mal západné pokračovanie počas jury, čiastočne i v spodnej kriede v pásme frankenfeldskom. V triase však naväzoval na sedimentačný priestor Unterostalpinu, meniac smerom k západu (a to už v Malých Karpatoch) pozvoľne svoj charakter — typ karpatský v typ centrálny. Obalová jednotka nemá v zmysle tektonickom analogon vo Východných Alpách. Pravda, jej sedimentačný priestor smerom k západu naväzoval na priestor rozložený južne od sedimentačnej zóny peninských, a ďalej k západu grestenských bradiel. Jej triasové tektonogrupy ako faciálne súboje sú obdobné ako v briansonskej zóne peniniká (Debelmas 1960); juraskospodnokriedové sú však osobitné.

Pienidy sú síce pokračovaním helvetika, ale ich tektonické postavenie, pomer k flyšovému pásnu je iný, rovnako ako ich tektonogrupy. Treba poznamenať, že i jursko-spodnokriedové komplexy samotného helvetika sú v jednotlivých segmentoch rozdielne; napr. v švajčiarskom úseku a Voralbergu sú iné ako v rakúskej grestenskej bradlovej zóne (Prey 1965). Aj flyšové pásmo Západných Karpát a Álp má iné postavenie, iný vzťah k jednotkám interníd (vo Východných Alpách je menej autonómne tektonicky, morfogeneticky i vývojom). Navyiac, podiel flyšových tektonogrup v Alpách je podstatne menší ako v Karpatoch; súvisí to s časovými a priestorovými rozdielmi jednotlivých fáz vrásnenia, resp. v ich rozdielnej intenzite.

V diskusii o princípoch pripravovanej tektonickej mapy karpato-balkánskych oblastí boli námietky, že použitie tektonogrup sa viac hodí pre mapy paleogeografické ako pre tektonické. Tieto námietky by boli správne, keby sa náplň tektonogrup zúžila na tektofácie, t. j. iba na paleotektonický typ, na výber faciálnych súborov. Tektonogrupy však udávajú vývojový charakter i produkt deformácie — štruktúrny charakter, výsledok štruktúrneho procesu. Preto sa domnievame, že tektonická mapa použitím tektonogrup ako jedného z hlavných princípov, vyzdvihne viac jej štruktúrnu stránku.

*Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

TIBOR BUDAY—VÁCLAV ŠPIČKA

## PALEOGEOGRAFIE A TEKTOGENEZE SEVERNÍCH VÝBĚŽKŮ PODUNAJSKÉ PÁNVE A JEJICH PERSPEKTIVNOST PRO NAFTU A PLYN

**Výtah:** V práci se řeší rozsah a vymezení hlavních jednotek v reliefu podloží a je proveden rozbor všech tektonických prvků, které určují paleogeografii a tektogenezi zálivů během neogénu. Důležité je vymezení hlavních elevačních a depresních jednotek jednak sz—jv, jednak zjz—vsv tektoniky. V piešťanském zálivu je proveden detailnější rozbor funkce hlavních zlomů v období torton-pliocén. Závěrem se hodnotí perspektivnost zálivů pro naftu a plyn.

### Úvod

Severní výběžky Podunajské pánve — topolčanský a piešťanský záliv patří z hlediska hlubinné stavby a řešení perspektivnosti pro naftu a plyn k nejméně prozkoumaným oblastem v pánvi. Stávající podklady sice neumožňují provést souborné a vyčerpávající zhodnocení geologických poměrů s ohledem na detailní stavbu a členění, jsou však dostačující pro stanovení a vymezení hlavních principů paleogeografie a tektogeneze zálivů. Shrnutí všech dosavadních údajů a jejich širší celkové zhodnocení, které je předmětem předkládané práce, jsme považovali za nutné pro možnost vytýčení hlavních směrů pro další průzkumné a výzkumné práce.

Z hlediska principů stavby, vývoje a tektonického členění celé Podunajské pánve jsou nejvýznamnější práce Z. Adama—M. Dlabače (1961), M. Dlabače (1963, 1964) a T. Budaye (1963, 1963a, in T. Buday—I. Cicha—J. Seněš 1965).

V tektonickém členění se uvažují pro torton (svrchní torton) a mladší neogén zlomy podélného systému s funkcí počínaje koncem tortonu (svrchního tortonu). Příčné zlomy se považují v zásadě za předtortonské. Dozvuky sz.—jv. tektoniky se uvádějí v zóně aglutinancí a zdůrazňuje se nápadná shoda v uspořádání vrstevních elevací v mladším miocénu se směrem příčné sz.—jv. tektoniky. V piešťanském zálivu se uvažuje s pokračováním zlomů z trnavského zálivu (především zlom dechtický, budmerický, vištucký a systém zlomů trnavských), do topolčanského zálivu se předpokládá pokračování zlomů sereďských, majčíchovských a veľkozálužských.

Nejdůležitějším výsledkem prací T. Budaye je stanovení různorodosti Podunajské pánve, s podstatnými změnami též v období torton-pliocénu.

V označení tortonských (svrchnotortonských) vrstev a jejich detailním členění vycházíme z výsledků prací I. Cichy—J. Tejkala (1965) a V. Špičky (1966a). Torton podle toho dělíme na spodní a svrchní oddíl, ve spodním oddílu se rozlišují bazální vištucké a vyšší pelitické špačinecké vrstvy (zóna aglutinancí), svrchní oddíl se označuje souhrnně jako bolivino-buliminová zóna či bučanské vrstvy. Z hlediska paleogeografie a tektogeneze je důležitým zjištěním intenzivní funkce hlavních zlomů počínaje spodním oddílem tortonu (V. Špička 1966, 1966a).

Z hlediska geologické stavby a reliéfu podloží jsme navázali na zpracování T. Budaye—V. Špičky (1964). Perspektivnost předtercierního podloží pro naftu a plyn řešil I. Pagáč (1964, 1965).

Pro zpracování jsme použili generální mapy ČSSR, list Wien—Bratislava (T. Buday—B. Cambel—M. Maheř 1962), Gottwaldov (T. Buday s kol. 1963), Žilina (M. Maheř s kol. 1962) a Nitra (M. Kuthan s kol. 1963).

Nejdůležitějším podkladem pro naše zpracování, v navázání na všechny existující údaje z okrajů pánve a z vrtního resp. seismického průzkumu poskytly gravimetrické podklady. Výsledky dosavadních gravimetrických měření zhodnotili A. Šutor, V. Čekan, F. Špak (1957), J. Ibrmajer—L. Mottlová (1960, 1963), Blížkovský M.—Adam Z. (1962), M. Blížkovský (1963) a F. Hadamovský—Z. Adam (1964). Závažné výsledky přinesla práce M. Blížkovského (1963), který podle interpretace map vyšších derivací tíže rozlišuje vedle jednotek převládajícího jžz.—ssv. směru ještě samostatné systémy jednotek zjz.—vsv., sz.—jv. a s.—j. směru.

Reflexně seismický průzkum byl v obou zálivech proveden pouze v nejnižnější části a má převážně regionální povahu. Jeho výsledky zhodnotili J. Šamánek—J. Baláš (1957), Z. Adam—J. Kadlečík (1961), O. Vašek, J. Vašek, M. Beinhauerová, Z. Adam (1962) a L. Pavelka, Z. Adam, J. Vašek (1963), K. Holzbauer—R. Lukášová—Z. Adam—J. Vašek (1964) a Z. Adam (1964, 1965). V interpretaci hlubinné stavby včetně průběhu hlavních zlomů jsou v piešťanském zálivu dosti zásadní rozdíly. V topolčanském zálivu průzkum prokázal pokračování majcichovských, seredských a velkozálužských zlomů a rišrovecké prohlubně do zálivu a asymetrickou stavbu zálivu s nejhlubšími místy u seredských zlomů.

Výsledky mělkého a středně hlubokého strukturního průzkumu zhodnotili M. Dlabáč (1960), J. Hromec (1961), I. Pagáč (1961), B. Gaža—St. Lunga (1964) a St. Lunga (1963, 1964, 1965).

Výsledky hlubinného a hlubokého strukturního průzkumu zhodnotili I. Pagáč (1961, 1965), B. Gaža (1963, 1964, 1964a) a B. Gaža—St. Lunga (1964). Jedná se o zhodnocení vrtů v těsné blízkosti nebo v nejnižnějším úseku zálivů.

V podrobném hodnocení starších prací odkazujeme na rukopisnou práci (T. Buday—V. Špička 1965). Pokud jsme použili výsledky prací pro naše závěry, uvedeme jejich citaci, příp. včetně detailnějšího rozboru v textu.

### Popis geologické mapy podloží

Geologickou mapu reliéfu podloží jsme sestavili v navázání na starší zpracování T. Budaye—V. Špičky (1964) a jeho výsledky jsme v oblasti zálivů poněkud opravili a upřesnili. Vycházeli jsme především z výsledků vrtního průzkumu při srovnání s tíhovým polem a ze základních zákonitostí v průběhu a rozložení jednotek na povrchu podle geologické mapy ČSSR v měř. 1:200.000. Při interpretaci tíhového pole vycházíme ze základního předpokla-

du, že tíhové pole ovlivňují vedle mocností neogenní výplně, tj. reliefu podloží v závislosti na průběhu elevačních a depresních jednotek, především litologické změny v podloží. Kladné anomálie vyznačují především přítomnost vápenců a dolomitů chočské jednotky v přímém podloží neogénu, zatím co paleogenní deprese a rét, keuper a křídové sedimenty križňanské jednotky podmiňují relativní úbytek tíže.

Na mapě (příl. 1) jsme vymezili tyto jednotky:

[1] Paleogén centrálněkarpatských depresí vrtně byl prokázán vrtbou Nižná-1 v piešťanském zálivu (B. Gaža 1964a). Hlavní rozšíření předpokládáme v okolí této vrtby, se zúžením a menšími mocnostmi v prostoru kladné tíhové anomálie u Borovců, a v místech negativní anomálie u Ostrova. S. ukončení interpretujeme zhruba na spojnici s. omezení paleogénu na okrajích pánve u Hrádku a Bzince, tj. na příčné hlucké zoně. J. ukončení předpokládáme v prostoru obce Kátlovce, na v. úbočí elevace u Krupé.

F. Chmelík (1964) interpretuje v podloží zálivu důležitou tektonickou linii probíhající od N. Mesta n. Váhom zhruba s.—j. směrem přes vrtbu Nižná-1. Předpokládá, že tato linie odděluje miogeosynklinální vývoj příbradlového paleogénu myjavsko-žilinské jednotky včetně přechodných zon na Z od epiplatformního vývoje vnitrokarpatského paleogénu na V. Pro interpretaci této linie jsme zpracováním nezískali žádné podklady. Pozornosti zasluhuje pouze zhruba s předpokládanou linií paralelní průběh mladého bohunického zlomu, který by mohl být odrazem této mobilní zóny v podloží.

Největší rozšíření má paleogén v bánovské kotlině, v prostoru negativních anomálií u Bánovců n. Bebr. a Partizánského. Bez paleogenního pokryvu vůbec nebo s paleogénem v minimální mocnosti interpretujeme kladnou tíhovou anomálii u Chudé Lehoty. Nejjižněji předpokládáme rozšíření paleogénu v prostoru negativních anomálií u Prašic a Rajčan.

[2] Mezozoikum chočské jednotky vrtně bylo prokázáno pouze v piešťanském zálivu hlubinnými vrtbami u Krupé a cf-vrtbami Piešťany 82, 83 a 84 (B. Gaža 1964a, T. Buday—V. Špička 1964, I. Pagáč 1964, 1965, St. Lunga 1964)\*.

V piešťanském zálivu jej předpokládáme při z. okraji, u M. Karpat, s výjimkou depresní zóny v pokračování brezovské deprese, v s. části u N. Mesta n. Váh. a v prostoru pozitivní tíhové anomálie u Borovců. Hranici proti križňanské sérii a obalovým jednotkám interpretujeme zhruba na j. úbočí elevace u Krupé a kladné tíhové anomálie u Borovců.

V topolčanském zálivu jej interpretujeme v prostoru kladné tíhové anomálie u Chudé Lehoty. Rozhraní proti križňanské a obalové jednotce interpretujeme

---

\* V roce 1965 byla dokončena vrtba Dubová-1, která vrtala v podloží v intervalu 1350—2945 m a zastihla chočskou jednotku jednak v reliefu, jednak v hlubší tektonické šupině (R. Čajka s kol. 1966).

na spojnici mezi hranicemi zjištěnými na okraji pánve, která probíhá přes Bošany a Topolčany.

[3] Mezozoikum križňanské a obalových jednotek vrtně bylo prokázáno vrtbami Špačince 5 (B. Gaža 1964), Trakovice-1 a cf-600 Topolčany-4 u Jelšovců (St. Lunga 1965)\*.

V piešťanském zálivu, v navázání na vrtbu Šp-5 sem řadíme především negativní tíhové anomálie v okolí D. Dubové a jv. od Veselé. Předpokládáme, že ve srovnání s vápencovo-dolomitickými masami chočské jednotky se zde menšími hodnotami tíže projevuje převaha slinitojílovitého vývoje svrchního triasu a spodní a střední křídly.

Hranici proti j. krystaliniku a granitoidům interpretujeme zhruba propojením hranic na okrajích, s. od kladných tíhových anomálií u Zvončina, Špačinců a Bučan. Původně interpretovanou hranici (T. Buday—V. Špička 1964) lze poněkud opravit novým výsledkem hlubinného průzkumu u Trakovic.

V topolčanském zálivu jej interpretujeme v celém j. úseku, j. od Topolčan, tj. včetně území vrtu Obdokovce-1. Hranici proti krystaliniku a granitoidům je obtížné stanovit. T. Buday—V. Špička (1964) ji vedou od Hlohovce směrem na Preselany. S přihlédnutím k výsledkům vrtů cf 600 — Topolčany a Trakovice-1 se však jeví pravděpodobnější druhá možnost řešení, jak na ni upozornil I. Pagáč (1964).

Hranice mezozoika proti krystaliniku a granitoidům probíhá tedy zhruba jz. od příčné, sudetsky orientované depresní zóny, kterou lze ztotožnit s ludinskou linií K. Telegdi Rotha (T. Buday 1963).

[4] Granitoidy a krystalinikum vyskytují se v reliefu podloží prakticky mimo rozsah zálivů a proto se jimi blíže nezabýváme. Byly zastíženy vrtbami V. Zálužie-1, cf 600 Hlohovec-2 a cf-600 Topolčany-1, j. od H. Otrokovice (B. Gaža—St. Lunga 1964, St. Lunga 1965). V topolčanském zálivu je v reliefu podloží interpretujeme na tíhovém hřbetu u Preselan. V hodnocení litologické povahy hornin podložních jednotek odkazujeme na práce T. Budaye s kol. (1962), T. Budaye—B. Cambela—M. Maheľa (1962), M. Kuthana s kol. (1963) a T. Budaye—V. Špičky (1964). Nedostatek údajů neumožňuje dosud detailní členění jednotek podle převládající litologické nebo tektonické povahy.

Hranice mezi podložními jednotkami probíhají napříč piešťanským a topol-

---

\* Po ukončení zpracování byly vyvrtány vrtby Trakovice-1 a Obdokovce-1. Vrt Trakovice-1 (u obce Trakovice při jv. ukončení piešťanského zálivu) navrtal križňanskou a obalovou jednotku v int. 1515—2200 m (B. Gaža 1966). Vrt Obdokovce-1 v topolčanském zálivu zastíhl v int. 2270—2500 m šedé dolomitické vápence stř. triasu, jejichž jednoznačná tektonická příslušnost není vyřešena (B. Gaža 1966a).

čanským zálivem a nejsou tedy souběžné s okrajovými jadernými pohořími M. Karpat, Povážského Inovce a Tribče v jejich dnešní podobě. Hranice sledují především dva samostatné tektonické směry, a to sz.—jv. a zjz.—svs. Pouze podřadně, zřetelně v bánovské kotlině se projevují s.—j. směry. Jjz.—svs. směry, souběžné s okrajovými jadernými pohořími v dnešní podobě, se projevují pouze podřadně a zřejmě druhotně. Jsou odrazem výzdvihu okrajových megaantiklinorií a poklesu centrální zóny v orogenetické fázi před tortonem a v dalším vývoji a tím podmíněné diferenční denudace.

*Sz. — jv. a zjz. — svs. směry* se projevují nejen na průběhu hranic mezi podložními jednotkami, nýbrž též na uspořádání pozitivních a negativních tíhových anomálií, které lze považovat za odraz elevačních a depresních jednotek v podloží a v neogenní výplni. Lze je sledovat zřetelně i v části pánve, kde je podloží budováno krystalinikem a granitoidy (M. Blížovský 1963). Lze předpokládat, že tyto tektonické směry mají předneoidní založení. Projevují se dále zřetelně též v rozšíření, příp. členění svrchnokřídových a paleogenních depresí. Z toho lze usuzovat na jejich výrazné oživení při pohybech austrijské, subhercynské a laramijské fáze alpínského vrásnění. S výrazným uplatněním těchto jednotek lze v neogénu především počítat u předtortonických vrstev. K jejich oživení dochází též v orogenetické fázi mezi lanzendorfskou sérií a tortonem, s hlavním uplatněním v bazálních částech tortonu (M. Dlabáček 1964), příp. v dalším vývoji.

*Jjz. — svs. tektonické jednotky a linie* vznikly pravděpodobně teprve v orogenetické fázi mezi lanzendorfskou sérií a tortonem. Současně s nimi vznikla megaantiklinoria jaderných pohoří v dnešní podobě a zlomy, které oddělují stabilní kry včetně předneogenního okraje od mobilních depresních zón.

Ve vertikálním členění reliefu podloží je tedy nutno počítat s uplatněním vlivu elevačních a depresních jednotek různého směru a založení. Je možno předpokládat, že tyto jednotky svou rozdílnou mobilitou také během vývoje neogénu ovlivňují v proměnlivé míře stavbu neogénu.

Podle tíhového obrazu s použitím všech údajů, získaných základním geologickým výzkumem a hlubinným průzkumem lze vymezit tyto elevační a depresní jednotky (viz příl. 2):

(a) Sz.—jv. jednotky (sudetsky orientované):

*Piešťanský záliv* (od S k J)

1. Okrajová elevační jednotka v prostoru N. Mesta n. Vahom. K J je omezena pravděpodobně příčnými zlomy ze systému hluckých poruch. Končí na ní rozšíření paleogénu. Území až k Ostrovu nelze detailně pro nedostatek údajů členit.

2. Deprese v širším okolí Ostrova: patří k ní negativní tíhová anomálie u Ostrova. Na okraji pánve je na ni vázáno hlavní rozšíření paleogénu a svrchní křídý brezovské deprese a paleogenní deprese u Hrádku.

3. Elevační jednotka v okolí Borovců: vyznačuje se výběžkem mezozoika ve formě hrátě směrem do pánve u Šterusa a pozitivní tíhovou anomálií u Borovců.

4. Depresní jednotka u obce Veselé: projevuje se negativními tíhovými anomáliemi sv. od Nižné a jv. od Veselé.

5. Elevační jednotka v prostoru Nižné: je vyznačena tíhovým hřbetem probíhajícím přes Nižnou a V. Kostolany.

6. Depresní jednotka jablonická: je vázána na pokračování jablonické deprese z oblasti Vídeňské pánve (T. Buday — V. Špička 1959). Projevuje se ponížením megantiklinorií jaderných pohoří podle sz.—jv. linie pod neogenní výplň pánve a tím podmíněným jz. ukončením zálivů. K JZ končí tato jednotka na příčné elevační zóně vyznačené nejvýrazněji elevací v prostoru Křižovany—Majeichov. Tuto jednotku lze dále členit na dílčí jednotky. Jako samostatná dílčí jednotka se jeví elevace u Krupé s průběhem k JV do prostoru Bučan—Trakovic, ozečená na S i J dílčími depresemi.

Příčné jednotky jsou dobře sledovatelné v tíhovém obrazu např. v mapách druhých derivací tíže dle Elkinsovy formule  $s = 1,5 \text{ km}$  a  $s = 0,75 \text{ km}$  (M. Blížkovský 1963).

Zajímavé jsou tíhové poměry v oblasti pozitivní anomálie u Borovců. V mapě dle Elkinsovy formule  $s = 1,5 \text{ km}$  je vyvinuta pouze jediná anomálie. V mapě dle  $s = 0,75 \text{ km}$  je anomálie vyznačena 2 samostatnými maximy, z nichž s. je posunuto o cca 2 km k Z. Domníváme se, že se jedná o horizontální posun, podmíněný příčnou tektonickou linií. Předpokládáme, že příčný zlom ovlivňuje též průběh zlomů omezujících hlavní podélné elevační a depresní jednotky.

#### *Topolčanský záliv:*

1. Depresní jednotka v prostoru Bánovců n. Bebr. — projevuje se výraznou negativní tíhovou anomálií v bánovské kotlině, v okolí Bánovců n. Bebr. a negativní anomálií u Partizánského. Je vyznačena rozšířením paleogénu a zálivem neogénu s pokračováním do novácké pánve.

2. Elevační jednotka v okolí Chudé Lehoty:

Je vyznačena tíhovým hřbetem mezi negativními anomáliemi s. od Prašic a u Žabokrek n. Nitrou, uzavřenou kladnou anomálií u Chudé Lehoty a výběžkem mezozoika směrem do pánve jv. od Žabokrek.

3. Depresní jednotka u Prašic: Projevuje se tíhovými negativními anomáliemi u Prašic a Rajčán a zálivem neogénu na okraji pánve u Janovy Vsi.

4. Elevační jednotka v prostoru Topolčan je vyznačena tíhovými hřbety se sz.—jv. průběhem přes okolí Topolčan.

5. Depresní jednotka v okolí Oponic:

Projevuje se minimálními hodnotami tíže v jz.—ssv. depresi rišňovecké jv. od Nitr. Blatnic a v průběhu isolinií tíže ve srovnání se s. elevací topolčanskou a j. elevací preseľanskou.

6. Elevační jednotka v okolí Prešelan:

Je vyznačena tíhovým hřbetem v prostoru rišňovecké deprese a v okolí Prešelan.

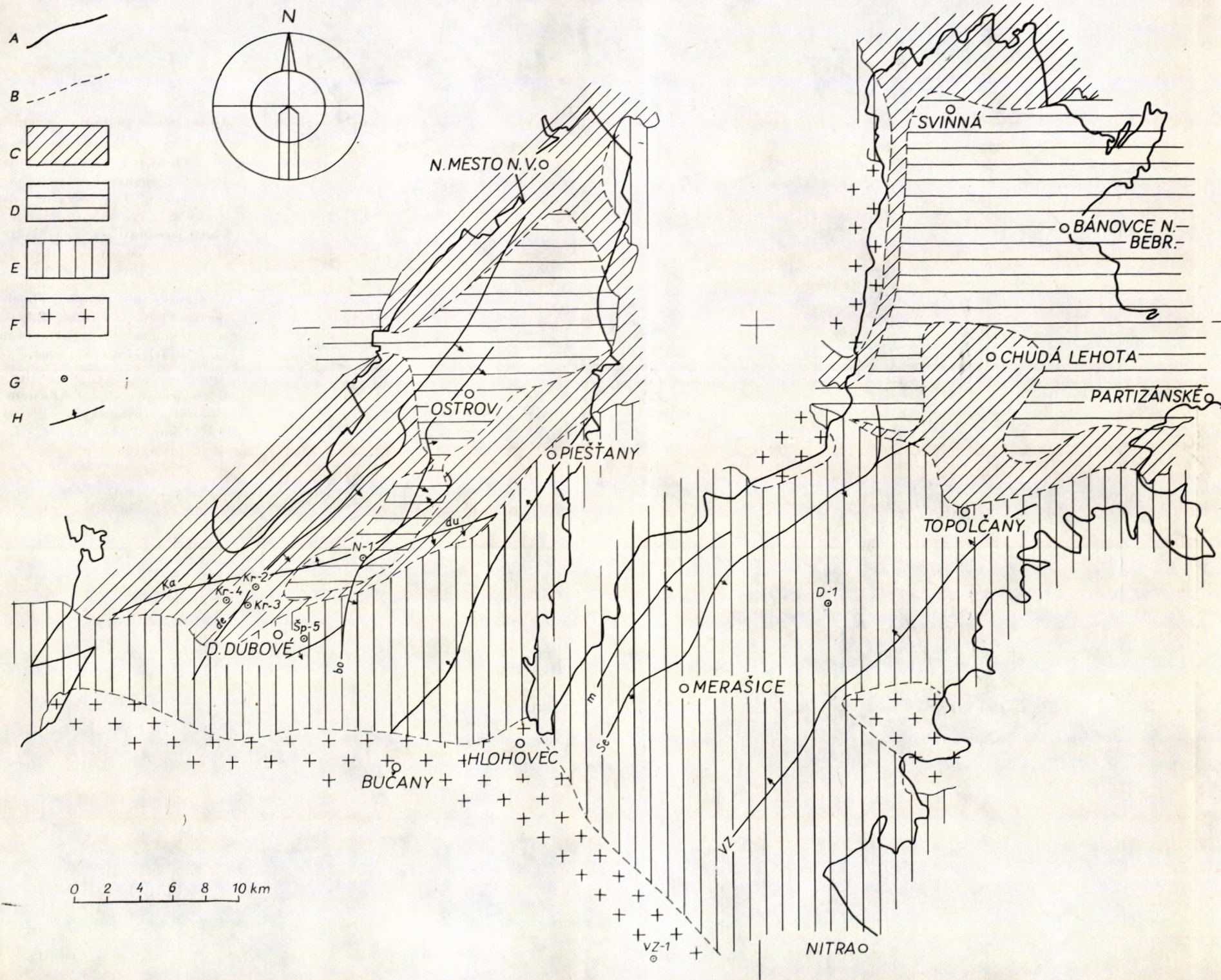
7. Depresní jednotka u Sokolníků: Je na ni vázáno hlavní minimum tíže u Merašic, projevuje se výrazně v tíhovém obrazu (viz též F. Hadamovský — Z. Adam 1964) v prostoru sz. od Sokolníků a zálivem neogénu na okraji pánve.



Mapa piešťanského a topolčanského zálivu se znázorněním podložních jednotek.

Příloha 1

Sestavili: T. Buday—V. Špička



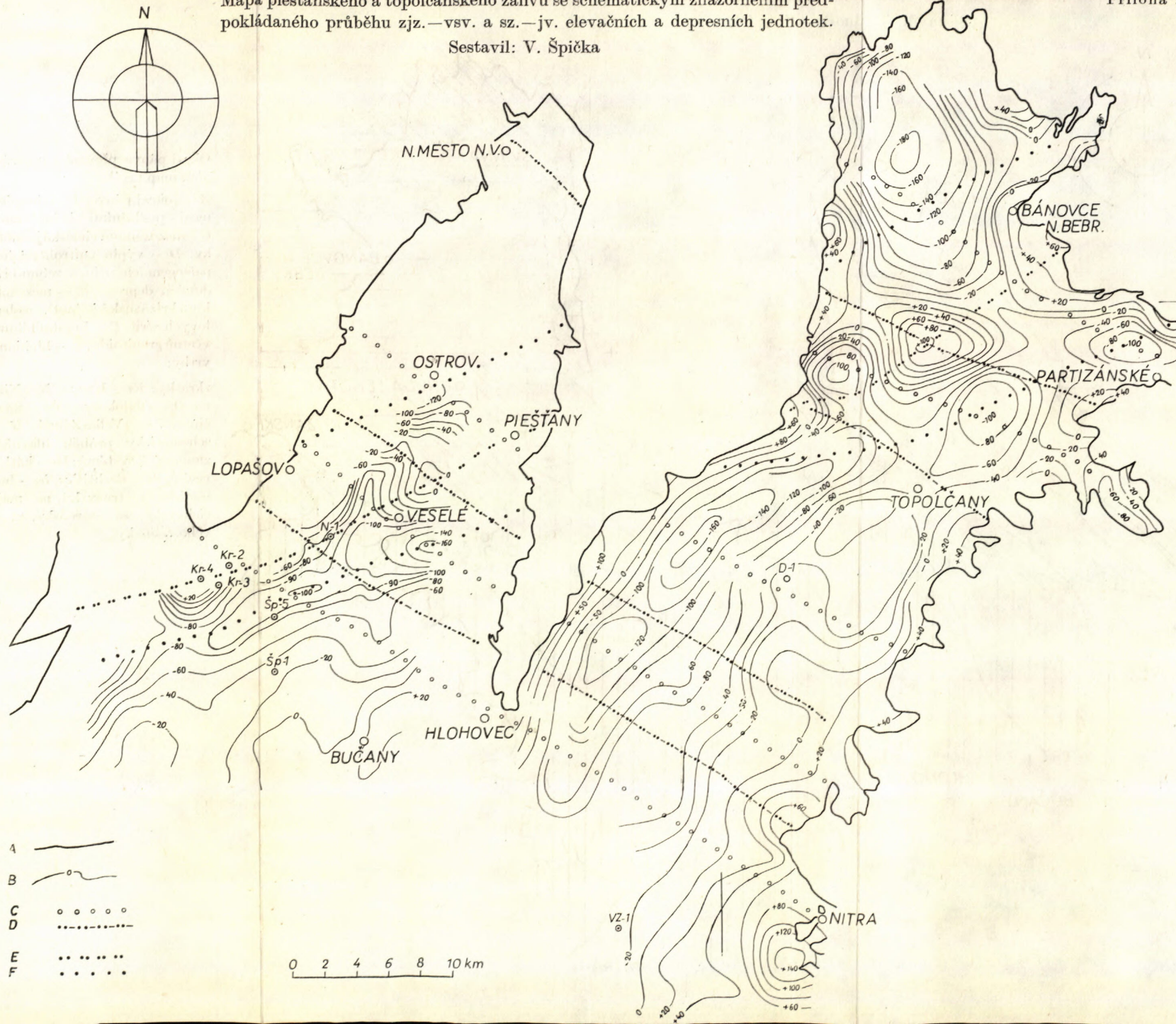
Okraj pánve převzat z generálních map ČSSR

A — okraj pánve, B — hranice mezi podložními jednotkami, C — mezozoikum chočské jednotky, D — výplň vnitrohorských paleogenních příp. svrchno-křídových depresí, E — mezozoikum križňanské jednotky a obalových sérií, F — krystalinikum včetně granitoidů, G — hlubinné vrstvy;

zkratky: Kr — Krupá, N — Nižná, O — Obdokovce, Šp — Špačince, VZ — Velké Zálužie, H — schematický průběh hlavních zlomových systémů: ka — kátlovecký, de — dechtický, bo — bohunický, t — trnavský, m — majcichovský, se — seredský, vz — veľkozálužský

Mapa piešťanského a topolčanského zálivu se schematickým znázorněním předpokládaného průběhu zjz.—vsv. a sz.—jv. elevačních a depresních jednotek.

Sestavil: V. Špička



Okraj pánve převzat z generálních map ČSSR.

A — okraj pánve, B — isolinie tíže; C — depresní jednotky sz.—jv. směru, D — elevační jednotky sz.—jv. směru. E — elevační jednotky zjz.—vsv. směru, F — depresní jednotky zjz.—vsv. směru.

Piešťanský záliv: Mapa druhých derivací tíže dle formule Elkinsovy (jednotky  $10^{-15}$  cgs)  $s = 1,5$  km. M. Blížkovský 1963.

Topolčanský záliv: Mapa druhých derivací tíže dle formule Elkinsovy (jednotky  $10^{-15}$  cgs)  $S = 2$  km. J. Ibrmajer — L. Mottlová 1960.

#### 8. Elevační jednotka v prostoru Jelšovců:

Projevuje se výrazně tíhovým hřbetem v okolí Jelšovců a výběžkem mezozoika směrem do pánve, ve srovnání s výše uvedenou s. a j. depresí.

#### 9. Depresní jednotka v okolí Lužianek:

Projevuje se výrazně v tíhovém obrazu ve srovnání s elevací jelšoveckou (F. Hadač - movský - Z. Adam 1964). Podmiňuje ponoření Tribče k JZ pod neogén.

Zajímavý je s.—j. tíhový hřbet u H. Obdokovců, který naznačuje průběh s.—j. elevační jednotky přes Preselany na Jelšovce a Mlynarce a tím na křížení s.—j. a příčné tektoniky.

Vliv příčné sz.—jv. tektoniky se projevuje též v seismických podkladech. Na některých profilech, nejzřetelněji u okraje pánve, lze dobře identifikovat příčnou elevaci preselanskou a jelšoveckou.

Dobře je vliv příčné tektoniky prokázán na jablonické depresi s pokračováním do deprese u Lužianek a na elevacích v prostoru Nižné, Krupé a u Trakovic.

#### (b) Zjz.—vsv. až z.—v. jednotky:

##### *Piešťanský záliv* (od S k J):

1. Depresní jednotka v okolí obce Vrbovce: je vyznačena paleogenní depresí, negativní tíhovou anomálií a zjz.—vsv. průběhem isolinií tíže u Ostrova.

2. Elevační jednotka v prostoru Kátlovců: projevuje se elevacemi a kladnými tíhovými anomáliemi na kátlovecké hrásti u H. Krupé, Nižné a Borovců.

3. Depresní jednotka v okolí D. Dubové: je vyznačena výraznými negativními anomáliemi a depresemi s maximální mocností neogénu v oblasti špačinecké a jv. od Veselého.

##### *Topolčanský záliv:*

V j. úseku je identifikace zjz.—vsv. tektoniky velmi obtížná a za současného stavu neproveditelná. V s. úseku a v bánovské kotlině ji však můžeme spolehlivě sledovat. Můžeme zde od S k J vymezit tyto jednotky:

1. Depresní jednotka v prostoru obce Uhrovice: je vyznačena výraznou paleogenní depresí a zálivem neogénu sv. od Bánovců n. Bebr., podle tíhového obrazu ji lze sledovat ze s. okolí Uhrovců směrem na Zlatníky.

2. Elevační jednotka v okolí Pravotic: lze ji sledovat podle tíhového obrazu od Pravotic přes Chudou Lehotu k ZJZ.

3. Depresní jednotka v prostoru Rajčan: její průběh předpokládáme podle tíhového obrazu ze s. okolí Partizánského směrem na Rajčány a Bojnou.

Sz.—jv. i zjz.—vsv. až z.—v. jednotky jsou vzhledem k podélnému jz.—ssv. protažení a omezení zálivů příčné. Probíhají napříč přes zálivy i megantiklinoria jaderných pohoří. Jsou vázány na tektoniku hlubokého předneoidního založení a ve starším podloží jsou součástí regionálně sledovatelných jednotek (viz příl. č. 2).

Lze předpokládat, že tyto jednotky ovlivňují jak relief podloží, tak stavbu neogénu, a to především v předtortonských vrstvách a dále v bazálních čás-

tech tortonu. Ve vývoji neogénu se zřejmě uplatňuje vliv v proměnlivé kombinaci a vzájemných vztazích různých tektonických jednotek.

#### (c) Jjz.—ssv. tektonika

Elevační a depresní jednotky a zlomy jjz.—ssv. tektoniky jsou směrově shodné s dnešním protažením a omezením zálivů. U této tektoniky jsme nezjistily žádné indicie, které by prokazatelně svědčily na spojitost s hlubší stavbou podloží. Zdá se, že se jedná o jednotky vzniklé teprve během vývoje neogénu, v orogenetické fázi mezi lanzendorfskou sérií a tortonem.

V piešťanském zálivu můžeme vymezit centrální depresi, která je ssv. pokračováním trnavské prohlubně (Z. Adam—M. Dlačbač 1961). Deprese je oddělena na Z okrajovým malokarpatským systémem dehtického zlomu a na V systémem trnavským od okrajových konsolidovaných ker.

V topolčanském zálivu lze vyčlenit centrální depresi v pokračování rišňovecké prohlubně, z. okrajovou kru z. od systému majcichovského a seredského a v. okrajovou kru v. od systému velkozálužského (Z. Adam—M. Dlačbač 1961).

#### (d) Severo-j jižní jednotky

Identifikace s.—j. tektoniky je velmi obtížná. Zdá se, že k jejímu oživení došlo především v pliocénu. Výrazně se s.—j. tektonika projevuje na z. omezení bánovské kotliny, můžeme na ni usuzovat též z uspořádání pozitivních a negativních gravimetrických anomálií. Pozoruhodná je např. vzpomínaná s.—j. elevační jednotka v topolčanském zálivu s průběhem přes Obdokovce a Mlynárce. V piešťanském zálivu lze např. vymezit s.—j. jednotku s elevacemi Krupá, Cífer a Králová. S.—j. směr má v určitém úseku bohunický zlom.

Relief podloží, jeho vertikální členitost a rozdělení na dílčí bloky byly podstatnou měrou ovlivněny vývojem v neogénu. Diferencované pohyby podložních bloků podmínily zvláště v období počínaje tortonem intenzivní kernou i bezzlomovou diferenční subsidenci, která byla nejintenzivnější ve spodním oddílu tortonu a oživila se mezi zónou aglutinancí a bolivino-buliminovou zónou, příp. v dalším vývoji. Převládající význam měly jjz.—ssv. zlomy a jednotky, oživily se však také zlomy a jednotky shodné se starými zjz.—vsv., sz.—jv. a s.—j. tektonickými směry.

V mapě (příl. č. 1) jsme znázornili schematický průběh hlavních zlomových systémů, které ovlivňují vertikální členění podloží. V piešťanském zálivu se jedná o okrajový systém dehtický a trnavský a o zlomy kátlovecký, bohunický a dubovanský, v topolčanském zálivu o okrajové systémy majcichovsko-seredský a velkozálužský.

## Stavba a členění předtortonských a tortonských vrstev

O předtortonských vrstvách máme poznatky pouze z okrajů pánve. V piešťanském zálivu jsou na okrajích pánve prokázány spodní burdigal a karpat, které byly navrtány též na hlubinných vrtvách v prostoru H. Krupé a Nižné. V bánovské kotlině je známo rozšíření spodního burdigalu v sz.—jv. pruhu. O přítomnosti lanzendorfské série scházejí jakékoliv údaje.

Ve shodě s názory řady autorů (T. Buday 1963 atd.) lze předpokládat, že v předtortonských vrstvách měla pánev zjz.—vsv. protažení s uplatněním vlivu sz.—jv. směrů. Hlavní rozšíření bylo patrně vázáno na paleogenní, příp. svrchnokřídové deprese, jak na to svědčí hojné výskyty spodního burdigalu, příp. též karpatu vázané na pokračování brezovské deprese k V, jak v piešťanském zálivu na okraji pánve, tak v bánovské kotlině. Zálivy v dnešní podobě před tortonem ještě neexistovaly.

V souhlase s minimálním počtem údajů nemáme dosud žádné znalosti o funkci směrných zjz.—vsv. a příčných sz.—jv. zlomů v předtortonských vrstvách na území zálivů.

Dnešní zálivy mají převládající jjz.—ssv. protažení, jsou omezeny megantiklinorií jaderných pohoří M. Karpat, P. Inovce a Tribče převážně téhož směru a mimo okrajové konsolidované kry jsou na povrchu vyplněny pliocénem.

Pro řešení hlubinné stavby jsme zvolili bázi tortonu. Jedná se o výrazné rozhraní, které má též z hlediska perspektiv pro živice zásadní význam v souvislosti s bazálními vrstvami tortonu.

Jak jsme již uvedli, jjz.—ssv. jednotky a zlomy nejeví genetický vztah ke stavbě podložních jednotek ani předtortonských vrstev. Vznik jjz.—ssv. omezení zálivů a s ním paralelního tektonického členění, které jsou v tortonu a mladším neogénu převládající, klademe do orogenetické fáze mezi lanzendorfskou sérií a tortonem (T. Buday—V. Špička 1964). Počínaje spodním oddílem tortonu předpokládáme vývoj charakterizovaný relativním výzdvihem antiklinoriálních pásem M. Karpat, Pov. Inovce a Tribče, včetně okrajových konsolidovaných ker (s malými mocnostmi neogénu, převážně v okrajové facii) a synsedimentárním kerným vklesáváním ústřední, zlomově omezené deprese. V obou zálivech lze tak z hlediska jjz.—ssv. tektoniky vyčlenit centrální depresi oddělenou zlomově od okrajových konsolidovaných ker včetně předneogenního okraje.

Ve spodním oddílu tortonu byly intenzivně činné okrajové zlomy, ze kterých se v průběhu dalšího vývoje (oživení starého zlomu včetně vzniku nových odštěpných a doprovodných zlomů na rozhraní mezi zónou aglutinancí a bolivino-buliminovou zónou a v mladším neogénu, zvl. v panonu a pontu) staly složité zlomové systémy (V. Špička 1966).

K indentifikaci průběhu zlomů a stanovení jejich významu pro stavbu a členění tortonu je nutno předeslat, že jsou k dispozici pouze sporé údaje neumožňující dosud vyřešení všech problémů. Při nedostatku údajů z hlubinných vrteb nelze považovat zjištění mělkého strukturního průzkumu za dostačující pro jednoznačné vymezení a stanovení významu zlomů pro hlubinnou stavbu.

O hlavních zlomech, které lze považovat za významné pro vývoj, stavbu a členění zálivů byly dosud získány tyto poznatky:

### Piešťanský záliv

#### *Dechtický zlomový systém*

U Hor. Dubové na kátlovecké hrásti má úhrnnou výšku skoku na bázi tortonu až kolem 800 m. Zlom je činný především ve spodním oddílu tortonu a ve vyšší části špačineckých vrstev (zóny aglutinancií) vyznívá. Úplně vyznívají odštěpné zlomy (B. Gaža 1964), zatím co hlavní zlom je činný i v dalším vývoji. Funkce v zóně bolivino-buliminové je však minimální (na vysoké kře je na vrtbě Kr-4 zóna mocná 110 m, na pokleslé kře hlavní větve zlomu na vrtbě Kr-3 asi 180 m — B. Gaža 1963; proti zvětšení mocnosti spodního oddílu tortonu z 350 m na 1200 m je funkce minimální).

Torton na vysoké kře dechtického zlomu dosahuje podle výsledků hlubinných vrteb u Hor. Krupé mocnosti až přes 500 m. Předtortonský (proti karpátu) resp. předneogenní okraj pánve je tvořen smolenickým zlomem. Až do okolí Naháče je v pokleslé kře u tohoto zlomu prokázána zóna aglutinancií v typickém mořském vývoji. Zdá se tedy, že smolenický zlom je výraznou poruchou, s možnou funkcí od počátku tortonu.

Ve shodě s pracemi J. Hromce (1961), I. Pagáče (1961) a St. Lungy (1963, 1964) lze předpokládat pokračování smolenického a dechtického zlomu do piešťanského zálivu. U Dehtic byly vrtbou cf Šp-99 zastíženy mezi předneogenním okrajem a dechtickým zlomem hrubé vápnnité štěrky. S přihlédnutím k vývoji neogénu u Dol. Lopašova lze předpokládat, že zde byla zastížena okrajová kra s rudimentárním vývojem neogénu. Teprve v. od ní lze interpretovat dechtický zlom. Poněvadž smolenický zlom je až do prostoru Naháče poměrně výrazný, lze předpokládat spojení hlavní větve smolenického zlomu jv. od Dehtic se zlomem dechtickým. Tím se vytváří hlavní okrajový zlom, který nazýváme jako dechtický.

Mezi Dehticemi a Kátlovcemi omezuje dechtický systém na Z kru s panonem, sarmatem a tortonem. Provrtaná mocnost činí na vrtbě cf 600 Šp-14 sz. od Nižné 600 m, přičemž byly zastíženy nejnižše sedimenty bolivino-buliminové zóny. Sv. od Dehtic není průběh zlomů znám.

U Dol. Lopašova, na vrtbách cf. Pie-82, 83 a 84 nasedá v hl. 100—260 m torton v okrajové brakické až vyslazené facii na mezozoikum. V jeho nadloží jsou pestré vrstvy nejasné stratigrafické příslušnosti, které na vrtbě cf Pie-84 situované nejbližše k okraji, nasedají

přímo na podloží. Hojně pestré polohy, zjištěné v sarmatu směrem jv., s postupným přibýváním pestrosti k okraji, nasvědčují tomu, že se jedná nejpravděpodobněji o okrajovou lagunární facií sarmatu, která se směrem k okraji stává postupně až převládající resp. jedinou facií. Průběh dechtického systému lze tedy předpokládat teprve v. od Dol. Lopašova. Směrem sv. interpretujeme hlavní průběh zlomu směrem k Vrbové, a to v. od pozitivní gravimetrické anomálie, kterou interpretují J. Ibrmajer — L. Mottlová (1960) jz. od Vrbové. Směrem sv. se zlom pravděpodobně napojuje na zlom, který v úseku mezi Vrbovým a Novým Mestom n. Vahom odděluje karpát od vlastního piešťanského zálivu (T. Buday — B. Cambel — M. Maheľ 1962; T. Buday s kol. 1963).

Podle výše uvedených zjištění lze hlavní funkci dechtického zlomu předpokládat ve spodním oddílu tortonu. U Dol. Lopašova se zlom v sarmatu a pliocénu podle výsledků cf-strukturního průzkumu již neprojevuje (St. Lunga 1964). Zdá se tedy, že funkce systému v sarmatu a pliocénu k SV vyznívá. Funkci pravděpodobně přejímají zlomy ze systému bohunického zlomu. Předpokládáme, že dechtický systém odděluje v regionálním měřítku depresní zónu zálivu od okrajové konsolidované kry.

#### *Trnavský zlomový systém*

Máme o něm velmi málo údajů. Domníváme se, že hlavní zlom systému odděluje různě širokou okrajovou kru od vlastní depresní zóny zálivu. S jeho průběhem lze uvažovat směrem na Piešťany a Novou Ves n. Vahom. Předpokládáme, že byl činný již od počátku tortonu a považujeme jej za jeden z prvků, určujících od počátku tortonu paleogeografii a tektogenezi zálivu. Pro řešení geneze, funkce i průběhu systému mohou být získány cenné poznatky vyřešením geologických poměrů v oblasti Bučan.

Výsledky v piešťanském zálivu ukazují, že v orogenetické fázi před tortonem a v dalším vývoji se ožívují též staré, v hlubokém podloží zakotvené jednotky i zlomy zjv.—vsv., s.—j. a příp. též sz.—jv. směru (zlomy posledního směru nejsou zatím známé).

K zjz.—vsv. zlomům řadíme zlom dubovanský a kátlovecký a některé zlomy pravděpodobně pouze pliocenního stáří (budmerický zlom — B. Gaža 1964). V zásadě lze říci, že tyto zlomy si převážně zachovávají svůj směr pouze v centrální depresi, zatím co v blízkosti okrajů se stáčejí do směru hlavních jjz.—ssv. zlomů oddělujících okrajové kry a souklonně s nimi splývají. Z velké části nemají tyto neogenní zlomy regionální průběh, nezávislý na zlomech jjz.—ssv. systému.

Pro hlubinnou stavbu přikládáme význam zlomu dubovanskému a kátloveckému.

#### *Dubovanský zlom*

Představuje zjz.—vsv. poruchu. Podle hodnocení v oblasti Špačinců je intenzivně činný ve spodním oddílu tortonu a ve vyšší části zóny aglutinancí

vyznívá (B. Gaža 1964). Předpokládáme, že zlom probíhá zjz.—vsv. směrem a tvoří s. omezení hlavní depresní zóny v prostoru D. Dubové—Veselé. V dnešním obrazu v. od D. Dubové splývá zlom souklonně se zlomem bohunickým a v. od Nižné se od něho znovu odštěpuje.

### *Kátlovecký zlom*

Tvoří s. omezení kátlovecké hrástě a je znám v úseku mezi Lošoncem a Veselé (St. Lunga 1964). Jeho průběh předpokládáme zhruba k Piešťanům. Jednu větev nelze vyloučit s průběhem přes Trebatice, Vel. Revištie směrem k Hor. Středě.

Zlom je oživením staré zjz.—vsv. linie. Je výrazně činný v pliocénu, zvětšená mocnost bolivino-buliminové zóny na jeho pokleslé kře, na vrtbě Nižná-1, ve srovnání s vrcholovými částmi kátlovecké hrástě (z 200 na 700 m) svědčí též na funkci v zóně bolivino-buliminové.

Uplatnění vlivu zjz.—vsv. tektoniky pozorujeme na kátlovecké hrásti výrazně ve spodním oddílu tortonu. Projevuje se především postupným, zřejmě syndementárním narůstáním mocnosti spodního oddílu tortonu od S k J, zesíleným ještě dubovanským zlomem. Na pokleslou kru dubovanského zlomu jsou vázány maximální mocnosti spodního oddílu tortonu, prokázané vrtbami u Špačinců. Zda byla kátlovecká hrást omezena již ve spodním oddílu tortonu zlomově též na S, není přesně známo. Dosavadní výsledky svědčí na funkci teprve počínaje bolivino-buliminovou zónou.

Z hlediska členění centrální deprese zasluhuje pozornosti *bohunický zlom*. V úseku mezi Nižnou a Bohunicemi má typický s.—j. průběh, zdá se, že se místy stáčí do jjz.—ssv. směru. Průběh zlomu byl zjištěn J. Hromcem (1961) a St. Lungou (1963, 1964), jejichž interpretaci jsem pro řešení hlubinné stavby převzal.

Zlom byl zastížen vrtbami Nižná-1 a Špačince. Spojení se starým dubovanským zlomem a nedostatek hodnověrných údajů z pokleslé kry znemožňuje jednoznačně stanovit dobu funkce tohoto zlomu. Předpokládáme, že zlom byl činný teprve počínaje bolivino-buliminovou zónou a především v pliocénu. Pozornosti zasluhuje skutečnost, že zlom není směrově shodný s převládající vrstevní stavbou, nýbrž probíhá nezávisle na ní a seče ji napříč. Může se jednat o zlom ze systému s.—j. poruch, které se oživovaly především v pliocénu.

Ve stavbě a členění tortonu a mladšího neogénu v piešťanském zálivu má převládající význam jjz.—ssv. tektonika, z hlediska vymezení okrajových ker a centrální deprese s maximální mocností vrstev. Stavba vzhledem k omezujícím zlomům se jeví v zásadě jako symetrická, s monoklinálním stoupáním vrstev jednak k dechtickému, jednak k trnavskému systému.

Značný význam mají též elevační a depresní jednotky, příp. zlomy zjz.—vsv. a sz.—jv. směru. Výrazně se uplatňuje především zjz.—vsv. jednotka kátlo-



vecké hrástě a deprese j. od ní. S. od hrástě probíhá pravděpodobně deprese v okolí Vrbovců. Vzhledem k dnešní ose zálivů příčné jednotky zjz.—vsv. i sv.—jv. směru mají v kombinaci s jjz.—ssv. tektonikou základní význam pro vývoj nepravých vrás. strukturních prvků ve stavbě tortonu a mladšího neogénu. S nejvýraznějším vlivem příčných prvků lze počítat především v bazálních částech tortonu, s vyzníváním směrem do nadloží, jak na to upozorňuje pro sz.—jv. prvky M. Dlabáč (1964). Vlivem kombinace směrově různých prvků je jednoduchá monoklinální stavba komplikována vznikem uzavřených strukturních elevací a depresí. Nejvýraznější strukturní prvky elevační nebo depresní, lze očekávat v místech křížení směrově různých, ale přitom stejnocenných prvků (T. Buday—V. Špička 1959).

V souhlase s tím předpokládáme nejvýraznější elevace pro bázi tortonu v místech křížení vrcholových částí kátlovecké hrástě se sz.—jv. elevačními jednotkami a dále v nejvyšších polohách u okrajových zlomů v kombinaci se sz.—jv. příp. zjz.—vsv. tektonikou.

Torton byl v mořském vývoji a v dostatečné mocnosti prokázán nejseverněji v okolí Nižné, v prostoru kátlovecké hrástě. Byl zde též zjištěn písčité vývoj bazálního obzoru [tortonu. Směrem s. nejsou k dispozici žádné poznatky. S. od Borovců lze však předpokládat průběh depresních jednotek, ve kterých není důvodů uvažovat s podstatným změlením zálivů. Předpokládáme, že transgrese spodního oddílu tortonu v mořském vývoji mohla zasáhnout v depresi zálivu až zhruba k okrajové elevační jednotce sz.—jv. směru v prostoru N. Mesta n. Vahom. Tato kra mohla být zaplavena příp. teprve v pliocénu, kdy dochází k poklesu dosud konsolidovaných oblastí, včetně prodloužení funkce okrajových zlomů (analogie Vídeňské pánve a Hornomoravského úvalu). Bližší údaje pro hodnocení vývoje a mocnosti neogénu v zálivu scházejí a mohou být získány pouze dalšími výzkumnými a průzkumnými pracemi.

### Topolčanský záliv

Pro stavbu a členění má převládající význam jjz.—ssv. tektonika. Tíhový průzkum a seismické podklady z j. části (Z. Adam 1964, 1965) prokazují výraznou asymetrickou stavbu centrální deprese, s nejhlubšími místy u z. okraje a s monoklinálním stoupáním vrstev k V.

Centrální deprese je od okrajových konsolidovaných ker, vyznačených přímou transgresí pliocénu na předneogenní podloží (St. Lunga 1965), oddělena výrazně majcíhovským a seredským systémem na Z a velkozálužským systémem na V. Asymetrická stavba prohlubně prokazuje intenzivnější poklesy podle zlomů při z. okraji (Z. Adam 1963, 1964). Silně diferencovaná subsidence s maximální mocností vrstev při z. okraji a synsedimentární redukci k V je patrná především v tortonu, zatímco v sarmatu a pliocénu jsou již rozdíly v subsidenci relativně menší.

Pro stanovení funkce zlomů v tortonu nemáme přímé doklady. Podle revize seismických podkladů z j. části zálivů předpokládáme např. ve srovnání s hodnocením K. Holzbauera—R. Lukášové—Z. Adama—J. Vaška (1964) a Z. Adama (1964, 1965), nesrovnatelně vyšší mocnosti tortonu než na vrtrbách V. Zalužie-1 (nezastihla normální nekrácený profil) a Sered (vysoké kry) a celkově větší hloubku reliefu podloží. Maximální rozdíly v diferenční subsidenci můžeme očekávat v tortonu včetně spodního oddílu tortonu. Svědčí na to nejlépe seismickými podklady prokázaná diferencovaná subsidence, nejintenzivnější právě v nejhlubších částech neogénu, které lze přiřadit ke spodnímu oddílu tortonu. Poněvadž počátek vzniku topolčanského zálivu včetně souběžné zlomové tektoniky je nutno klást do orogenetické fáze mezi lanzen-dorfskou sérií a tortonem, je možno uvažovat s nejintenzivnější funkcí hlavních zlomů od počátku tortonu. K výraznému oživení dochází pravděpodobně též koncem spodního oddílu tortonu.

Výšku skoku zlomů na bázi tortonu v prostoru Merašic odhadujeme přibližně u majcichovského zlomu na cca 1 km, u seredského zlomu na cca 2 km a u hlavního velkozálužského zlomu, omezujícího depresi na V na cca 1 km. Předpokládáme, že mocnosti tortonu, zvláště jeho spodního oddílu narůstají intenzivně podle zlomů a jsou nesrovnatelně vyšší než na vrtrbách Velké Zalužie-1 (nezastihla normální nekrácený profil) a Sered (vysoké kry).

Asymetrickou stavbu deprese lze předpokládat až do okolí Topolčan. Důležité je, že zlomy okrajových systémů ovlivnily patrně vývoj, stavbu a členění počínaje tortonem, a to zvláště v jeho spodním oddílu. Monoklinální stavba jz.—ssv. deprese, s nejvyššími polohami u v. okraje vznikla zřejmě synsedimentárně, v závislosti na rozdílné mobilitě podloží, a bude se patrně projevovat též ve faciálním vývoji. V místech křížení nejvyšších poloh monoklinály u velkozálužského systému s vymezenými příčnými jednotkami lze předpokládat vznik uzavřených strukturních prvků. Na zvlnění osy jz.—ssv. monoklinály svědčí též prvé výsledky seismického průzkumu. Možnost uzavřených elevačních struktur, vázaných na sz.—jv. příčné jednotky se jeví především z. od Preselan a Jelšovců. S vlivem příčné tektoniky lze uvažovat především v bazálních částech tortonu, s vyzníváním směrem do nadloží a s novým oživením v pliocénu.

S. od Topolčan se bude ve stavbě a členění podle tíhového obrazu projevovat především vliv výše vymezených zjz.—vsv. a sz.—jv. jednotek, příp. vliv s.—j. tektoniky.

Pro řešení otázky přítomnosti a vývoje předtortonických vrstev nejsou k dispozici žádné podklady.

Hlavním problémem je otázka vývoje tortonu v zálivu. Na vrtrbě V. Zalužie-1 byl v podloží sladkovodního vývoje navrtán mořský torton zóny aglutinancí v mocnosti cca 400 m. Předpokládá se, že spodní část tortonu včetně

báze je odříznuta zlomem (B. Gaža — St. Lunga 1964). V bánovské kotlině je znám pouze sladkovodní vývoj. Při maximálním rozsahu transgrese spodního oddílu tortonu předpokládáme, že s. omezení mořského vývoje tortonu by mohly tvořit teprve sz.—jv. a zjz.—vsv. elevační jednotky v prostoru Chudé Lehoty. Území směrem s., které se v paleogénu, burdigal-helvetu a patrně též karpátu projevovalo jako deprese, vázaná na depresní jednotky zjz.—vsv. i sz.—jv. směru, mohlo být konsolidováno pohyby před tortonem, s oživením mobility v pozdějším vývoji. Může se jednat o analogii s poměry ve Vídeňské pánvi, kde na rozhraní zóny aglutinancí a zóny bolivino-buliminové a dále v sarmatu a pliocénu pozorujeme zaplavení s. dosud konsolidovaných oblastí, včetně protažení funkce zlomových systémů (V. Špička 1966)\*.

### Celkové zhodnocení paleogeografie a tektogeneze zálivu

V dnešním omezení, stavbě a členění zálivů mají převládající význam mladé jjz.—ssv. tektonické jednotky a je omezující zlomy. Jejich vznik klademe do orogenetické fáze mezi lanzendorfskou sérií a tortonem. Uplatňují se synsedimentárně počínaje spodním oddílem tortonu a epigeneticky ovlivňují vertikální členění předtortonských vrstev včetně reliéfu předneogenního podloží.

V obou zálivech můžeme vymezit střední depresní zónu, tj. hlavní depresi a okrajové konsolidované kry s umírněnou subsidencí, které jsou vlastně součástí okraje, tvořeného jadernými pohořími. Tyto okrajové kry byly často v tortonu ještě souší a byly zaplaveny (především úseky přiléhající k depresní zóně) teprve v sarmatu nebo pliocénu, příp. v době maximální subsidence po vyznění kerné i bezzlomové diferenciaci v tortonu. Předpokládáme, že po vyznění nejvýznamnější orogenetické fáze před tortonem byly od počátku tortonu činné zlomy, které oddělovaly depresní zónu s maximální subsidencí od oblasti okrajových konsolidovaných ker.

V diferenční subsidenci závislé na rozdílné mobilitě podloží a podmiňující a ovlivňující stavbu neogénu a relief podloží jsou rozdíly mezi piešťanským a topolčanským zálivem.

V trnavském i piešťanském zálivu probíhá centrum deprese zhruba uprostřed mezi M. Karpaty a Inovcem a inoveckou hrástí. Maximální subsidence je v centrální části a ubývá jí směrem k okrajům. Zvláště stavba vůči z. okraji tvořenému M. Karpaty je syntetická se stoupáním a ubýváním mocnosti vrstev směrem k okraji. Obdobně je syntetickou též stavba vůči v. okraji, i když zde nemáme vždy dostatek podkladů pro jednoznačné posouzení stavby.

V topolčanském zálivu je charakteristický intenzivnější pokles z. okraje,

\* Nové výsledky vrtny Obdokovce-1 nejsou s tímto hodnocením v rozporu. Mořský vývoj tortonu zde byl zastížen v intervalu 2005—2270 m, přičemž se interpretuje zlomové krácení profilu (B. Gaža 1966).

tj. Inovce ve srovnání s v. okrajem. Centrální část deprese leží v blízkosti z. okraje pánve.

Tyto rozdíly ve stavbě, podmíněné odlišnou posicí nejmobilnějších centrálních částí, jsou zřejmě podmíněny geneticky pohyby orogenetické fáze před tortonem. Založení rozdílné stavby může být v souvislosti s odlišnou posicí starých tektonických prvků, které ovlivnily rozdílnou mobilitu podloží při založení nové jz. — ssv. tektoniky.

V paleogeografii a tektogenezi zálivů se uplatňují významně též staré, v hlubokém předneoidním podloží zakotvené tektonické prvky, které jsou periodicky oživovány při alpinských horotvorných pochodech. V neogénu lze počítat s jejich nejvýraznějším uplatněním v předtortonských vrstvách, ve spodních částech tortonu a v pliocénu. Jedná se o zjz. — vsv. a sz. — jv. tektonické prvky.

V zálivech se podařilo vymezit řadu elevačních a depresních jednotek sz. — jv. a zjz. — vsv. směru. Některé z nich mají regionální platnost. Ze zjz. — vsv. jednotek se jedná především o depresi v okolí Ostrova a Bánovců n. Bebr. a depresi v prostoru Dubové s průběhem k Partizánskému. Obě deprese jsou odděleny výraznou elevační zónou. Ze sz. — jv. jednotek patří k nejvýraznějším jv. pokračování jablonické deprese a hluckého poruchového pásma. Zdá se, že hlucká zóna odděluje v generelu j. pro neogén mobilnější oblasti od s. okrajových a konsolidovaných ker. Ve Vídeňské pánvi je sv. od něho vyvinut nejsevernější výběžek pánve, v němž jsou zastoupeny pouze nejmladší sedimenty pontu a levantu. V piešťanském zálivu se domníváme, že pásmo odděluje j., v tortonu klesající a depresní oblast od s. elevační jednotky, která byla zaplavena příp. až v pliocénu. V topolčanském zálivu je na příčné pásmo vázán elevační hřbet. J. od něho je vyvinut pro torton mořský záliv, s. od něj pouze sladkovodní a kontinentální vývoj a místy pouze pliocén.

K zaplavení okrajové oblasti s. od příčné poruchové zóny dochází zřejmě především v období výrazného oživení resp. oslabení vlivu všech mobilních linií a jednotek zakotvených v podloží. Lze říci, že určitá jednotka podmínila v dalším vývoji mobilitu a pokles oblasti, přičemž tato mobilita měla za následek též oživení a uplatnění vlivu i dalších jednotek. Pokles a záplava končí na další příčné zóně, která zůstala konsolidovanou a stabilisovanou jednotkou. Podle regionálního obrazu vidíme, že tato zóna má různou pozici a proto je též rozsah zaplavené oblasti s. od příčné hlucké zóny proměnlivý. K tomuto pochodu dochází především v pliocénu za spolupůsobení různých tektonických jednotek. V pliocénu se záplava rozšiřuje i do oblastí, které byly dosud konsolidované a okrajové.

Např. v oblasti Vídeňské pánve je pokles vázán zhruba na oblast v. od elevační s. — j. osvětimanské kry. V piešťanském zálivu je rozsah záplavy pouze minimální a postihl zřejmě prakticky pouze oblast příčného mobilního pásma.

V topolčanském zálivu je výrazným elevační hřbet, na jehož konfiguraci se zřejmě podílela jak sz.—jv., tak zjz.—vsv. tektonika. Relativní depresí, na kterou může být vázáno však pouze jen sladkovodní jezero, se stává oblast s. od tohoto hřbetu. V jejím poklesu se uplatnil provořadě vliv s.—j. tektoniky, který podmínil pokles oblasti ovlivněný samozřejmě poklesem území s. a j. od příčných nebo podélných zjz.—vsv. konsolidovaných jednotek.

Paleogeografie a tektogeneze zálivů je výslednicí kombinace 4 směrově i geneticky odlišných tektonických prvků.

### K perspektívnosti zálivu pro naftu a plyn

Řešení perspektívnosti zálivů je též s přihlédnutím k negativním výsledkům v celé pánvi značně obtížným problémem. Piešťanský záliv navazuje na trnavskou prohlubeň, kde byly získány poměrně hojné stopy živíc. V blízkosti zálivů resp. v jejich j. části byla navrtána perspektivní souvrství tortonu.

Celkově lze říci, že za perspektivní můžeme v obou zálivech považovat pouze centrální depresi jjz.—ssv. směru, omezenou okrajovými krami, které jsou vyznačeny malou mocností neogénu a tvoří vlastně součást okraje pánve. Tuto depresi lze považovat rozměry, stavbou a perspektívností v hrubých rysech za analogickou s moravskou ústřední prohlubní ve Vídeňské pánvi. Je zde ovšem zásadní rozdíl v tom, že podloží neogénu zálivů zde netvoří i během neogénu silně mobilní vnější flyšové Karpaty, nýbrž relativně konsolidované centrálně karpatské jednotky.

Perspektívnost zálivů pro neogén je nutno posuzovat především z hlediska těchto faktorů:

1. *Otázka přítomnosti nejperspektivnějšího souvrství mořského tortonu.* Mořský torton je možno předpokládat ve velké části zálivů zhruba k linii spojující Nové Mesto n. V. a Topolčany. V bazálních vrstvách tortonu lze očekávat vhodné kolektory. V tomto ohledu byl získán příznivý výsledek na vrtbě Nižná-1. Při diferencované subsidenci jsou pravděpodobné litologickými změnami podmíněné zóny vyklínění.

Z hlediska přítomnosti a vývoje tortonu lze hodnotit zálivy v zásadě příznivě.\*

2. *Otázka možnosti vzniku uzavřených struktur.* Z tohoto hlediska lze očekávat v zásadě příznivé poměry. Uzavřené elevační struktury zde mohou vzniknout následkem kombinovaného vlivu směrově různých elevačních jednotek,

\* Proti kladnému hodnocení nesvědčí ani výsledek nové vrtby Obdokovce-1. Mořský vývoj zde byl zastížen v mocnosti 265 m, přičemž nepřítomnost bazálního souvrství se vysvětluje tektonicky (B. Gaža 1966a). Mocnost tortonu lze tedy pokládat za dostatečnou. Pro srovnání je možno uvést, že na ložisku Hrušky ve Vídeňské pánvi jsou pelity zóny aglutinancí mocné maximálně cca 200 m.

jednak hlubokého předneoidního založení (zjz.—vsv., sz.—jv., s.—j.), jednak vzniklých mezi lanzendorfskou sérií a tortonem. Elevační struktury mají při převládající jjz.—ssv. tektonice možnost těsnění u zlomů s velkou výškou skoku.

Samostatným problémem je v rámci těchto struktur možnost vzniku uzavřených pastí pro vznik akumulace nafty a plynu. V tomto ohledu jsou málo příznivé poměry z hlediska výskytu sladkých vod, které jsou vysvětlovány komunikací s povrchem. Jednoznačně nelze však tuto otázku zatím vyřešit.

V piešťanském zálivu vidíme hlavní perspektivy s. od depresní špačinecké oblasti v přilehlých elevacích na regionální elevační jednotce kátlovecké (interpretace elevace mezi Nižnou a Dubovany) a směrem s. na dalších možných uzavřených strukturách (u dechtického zlomu u D. Lopašova, v prostoru Borovců atd.).

V topolčanském zálivu považujeme za perspektivní především vrcholové části monoklinály centrální deprese v kombinaci se sz.—jv. jednotkami v okolí Preselan a Jelšovců a svahy resp. vrcholové části elevačních jednotek v prostoru Chudé Lehoty, s možným vyklíněním mořského tortonu a vznikem uzavřených struktur různého typu.

Perspektivnost pro naftu a plyn nelze vyloučit též pro podloží příp. hlubší miocén ve vysokých polohách reliefu podloží a v rámci starých regionálně sledovatelných elevačních jednotek.

Pro vyřešení teoretických otázek i perspektivnosti pro naftu a plyn je nezbytné provést v celém rozsahu zálivů regionální gravimetrický a seismický průzkum a vyvrtat nezávislé hlubinné vrtby nezbytné pro interpretaci a vyjasnění geologických poměrů.

### Závěr

Provedené zhodnocení dosavadních údajů ukazuje, že otázky související s vyřešením paleogeografie a tektogeneze zálivů a jejich perspektivnosti pro naftu a plyn jsou značně rozsáhlé a složité. Jejich řešení je dosud pouze v počátečním stadiu.

Pro objasnění geologických poměrů budou nutné nejen výzkumné, nýbrž též ekonomicky velmi náročné průzkumné práce. V navázání na geofyzikální průzkum může hlavní problémy hlubinné stavby vyřešit pouze hlubinný průzkum. Poněvadž pro naftu a plyn jsou nejperspektivnější nejhlubší vrstvy tortonu, příp. jejich podloží, jedná se o ekonomicky značně nákladné práce. Hlavní úkol prvních vrtů je nutno spatřovat v získání normálního úplného profilu, jehož znalost je nezbytným předpokladem pro další práce. Výsledky, které byly dosud získány v tomto ohledu pro řešení poměrů v topolčanském zálivu (V. Zalužie-1, Obdokovce-1), jsou z tohoto hlediska málo uspokojivé.

## LITERATURA

- [1] Adam Z., 1964: Zpráva o geologických výsledcích geofyzikálního průzkumu v Podunajské nížině, Zprávy o geol. výzkumech v roce 1963, ÚÚG, Bratislava. — [2] Adam Z., 1965: Zpráva o geologických výsledcích geofyzikálního průzkumu v Podunajské nížině, Zprávy o geologických výzkumech v roce 1964. Bratislava. — [3] Adam Z. — Dlabač M., 1959: Geologická interpretace reflexně seismického měření v MDN, tektonické členění a rozbor struktur. Geofond Praha. — [4] Adam Z. — Dlabač M., 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny, Věstník ÚÚG, XXXVI, Praha. — [5] Adam Z. — Kadlečík J., 1961: Detailní zpracování reflexně seismického měření v sz. části Podunajské nížiny. Geofond Praha. — [6] Blížkovský M., 1963: Interpretace map vyšších derivací tíže v západní části Podunajské nížiny, — Geofond Praha. — [7] Blížkovský M. — Adam Z. — Odstrčil J. — Větrovská B., 1959: Závěrečná zpráva o gravimetrickém průzkumu prováděném v roce 1958, oblast MDN — Trnava. Geofond Praha. — [8] Blížkovský M. — Adam Z., 1962: Detailní gravimetrický průzkum severní části Podunajské nížiny (Piešťanský záliv). Geofond Praha. — [9] Bresťenská Ed., 1963: Základný geologický výzkum pliocénu a vrchného miocénu SV části Podunajské nížiny. Zprávy o geologických výzkumech v roku 1963, ÚÚG, Bratislava. — [10] Buday T., 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. Geologické práce, Zošit 60, Bratislava. — [11] Buday T., 1963: Tektogeneze karpatských neogenních pánví a jejich stavební styl. Geofond Praha. — [12] Buday T. — Cambel B. — Maheľ M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000 Wien — Bratislava. Praha. — [13] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten — Bratislava. — [14] Buday T. s kol., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200.000, M-33-XXX, Gottwaldov, Praha. — [15] Buday T. — Menčík E. — Špička V., 1965: Geology of the basement of some West Carpathian neogenen basins. Geol. práce, Zprávy 37, Bratislava. — [16] Buday T. — Špička V., 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárské elevace. Rozpravy ČSAV, řada MPV, 69, Praha. — [17] Buday T. — Špička V., 1964: Geologická stavba a relief podloží Podunajské pánve. Geofond Praha. — [18] Buday T. — Špička V., 1965: K problému geneze severních výběžků Podunajské pánve a jejich perspektivnosti pro naftu a plyn. Geofond Praha. — [19] Cicha I. — Tejkal J., 1965: Zum Problem d. sgn. Tortonischen Schichten im Miozän d. Westkarpaten. Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava. — [20] Čajka R. — Pagáč I. — Kolesík J. — Kocák A. — Šteflík S., 1966: Zpráva o výsledcích geologicko-průzkumných prací a těžbě nafty a zemního plynu za rok 1965. Geofond Praha. — [21] Dlabač M., 1960: Duplicitní zpracování cf-průzkumu v oblasti Špačince. Geofond Praha. — [22] Dlabač M., 1961: Závěrečná zpráva souborného úkolu: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynu v Malé dunajské nížině. Geologické zhodnocení. Geofond Praha. — [23] Dlabač M., 1963: Vztah zlomové tektoniky k litologickému vývoji souvrství v miocénu a pliocénu Podunajské nížiny. Věstník ÚÚG, roč. XXXVIII, Praha. — [24] Dlabač M., 1964: Některé základní poznatky geologie nafty a zemního plynu v Podunajské nížině. Práce ústavu ČND, sv. XXI, publ. 93 — 98, Praha. — [25] Gaža B. 1963: Geologická zpráva o hlbokom vrtnom prieskume na kátloveckej hrásti v r. 1961 — 62. Geofond Praha. — [26] Gaža B., 1964: Zpráva o pionerskom prieskume v oblasti Špačince v r. 1964. Geofond Praha. — [27] Gaža B., 1964a: Zpráva o hlbinnom prieskume kátloveckej hrásti v r. 1963. Geofond Praha. — [28] Gaža B., 1966: Geologické zhodnotenie hlbokého štruktúrne stratigrafického vrtnu Obdokovce-1. Geofond Praha. — [29] Gaža B., 1966a: Geologické zhodnotenie hlbokého

štruktúrno-stratigrafického vrtu Trakovice-1. Geofond Praha. — [30] Gaža B. — Lunga St., 1964: Zpráva o štruktúrnym prieskume elevacie V. Zálužie v roku 1963. Geofond Praha. — [31] Gaža B. — Lunga St. — Pagáč I. 1964: Nové výsledky z prieskumu v Podunajskej pánvi. Zprávy o geol. výzk. v r. 1963, Bratislava. — [32] Hadamovský F. — Adam Z., 1964: Výročná zpráva o detailním gravimetrickém měření provedeném v roce 1963 v MDN. Geofond Praha. — [33] Holzbauer K. — Lukášová R. — Adam Z. — Vašek J., 1964: Zpráva o reflexně seismickém průzkumu prováděném v roce 1963: Geofond Praha. — [34] Hromec J., 1961: Zpráva o štruktúrnym prieskume oblasti Bohdanovce—Špačince za rok 1959—60. Geofond Praha. — [35] Chmelík F., 1963: Geologie vnitrokarpatiského paleogénu mezi Ružomberkem a Prešovem. Rukopis, Archiv ÚÚG Praha. — [36] Ibrmajer J. — Mottlová L., 1960: Zhodnocení gravimetrických a magnetických materiálů MDN. Geofond Praha. — [37] Kuthan M. s kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000 M-34-XXXI, Nitra—Bratislava. — [38] Lunga St., 1963: Zpráva o štruktúrnym průzkumu v piešťanském zálivu za rok 1962. Geofond Praha. — [39] Lunga St., 1964: Geologická zpráva o štruktúrnym prieskume v piešťanskom zálive za rok 1963. Geofond Praha. — [40] Lunga St., 1965: Geologická zpráva o štruktúrnym průzkumu v Topolčanském zálivu za rok 1964. Geofond Praha. [41] Maheľ M. s kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000, M-34-XXV Žilina—Bratislava. — [42] Matějka A., 1949: Přehled geologických poměrů MDN. Geofond Praha. — [43] Müller K., 1957: Regionální magnetický průzkum a tektonická stavba MDN. Geofond Praha. — [44] Pagáč I., 1961: Zhodnocení průzkumu elevační oblasti Špačince. Geofond Praha. — [45] Pagáč I. 1964: Perspektiva živie v mezozoiku pod neogénom Podunajskej pánvy. Geol. průzkum, VI, 12, Praha. — [46] Pagáč I., 1965: Geologické zhodnotenie piešťanského výbežku a návrh ďalších prieskumných prác. Geofond Praha. — [47] Pavelka L. — Adam Z. — Vašek J., 1963: Zpráva o reflexně seismickém průzkumu v Podunajské nížině, oblast trnavské prohlubně v roce 1962. Geofond Praha. — [48] Šamánek J. — Baláš J., 1957: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu prováděném v roce 1956, oblast MDN. Geofond Praha. — [49] Šutor A. — Čekan V. — Špak Fr., 1957: Závěrečná zpráva o tíhovém měření v oblasti Topolčany prováděném v oblasti Topolčany v roce 1956. Oblast MDN. Archiv ČND, závod geofyziky Brno. — [50] Vašek O. — Vašek J. — Beinhauerová M. — Adam Z., 1962: Zpráva o reflexně seismickém průzkumu v MDN, oblast trnavské prohlubně v roce 1961. Geofond Praha. — [51] Vejrostová M. — Adam Z., 1964: Zpráva o komplexním zpracování seismického měření v západní části Podunajské nížiny. Geofond Praha. — [52] Špička V., 1966: Paleogeografie a tektonogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftové geologické problematice. Rozpravy ČSAV, ř. MPV, roč. 76, seš. 12, Praha. — [53] Špička V., 1966a: Příspěvek k paleogeografii a tektonogenezi tortonu v Podunajské pánvi. Věstník ÚÚG Praha. XLII č. 1.

TIBOR BUDAY—VÁCLAV ŠPIČKA

#### ZUR PALÄO GEOGRAPHIE UND TEKTOGENESE DER NÖRDLICHEN AUSLÄUFER DES DONAUBECKENS

In der vorliegenden Arbeit wird die Paläogeographie und tektogenetische Entwicklung des Piešťany - und Topolčany-Ausläufers vom Donaubecken in der Westslowakei behandelt. Beim vorneogenen Untergrund ist die Verbreitung der Grundeinheiten des Liegendreliefs aufgezeichnet (siehe Beil. 1). Die Grenzen zwischen diesen Einheiten verlaufen quer durch die Ausläufer des Beckens und nicht parallel mit dem Rand der Kerngebirge.



Die Ausläufer des Beckens bildeten sich erst während der orogenetischen Prozesse zwischen der Absetzung der Lanzendorfer Serie und der Torton-Zeit.

Die paläogeographische und tektonische Entwicklung im Torton und in späteren neogenen Stufen ist durch die neu entstandenen SSW—NNE gerichteten Elevationen und Depressionen, bzw. durch die sie begrenzenden Bruchlinien bestimmt. In beiden Buchten unterscheiden wir die *Innendepressionen und konsolidierte Randschollen*, die zusammen mit dem vorneogenen Randgebiet eine Einheit bilden mit der Tendenz zur relativen Erhebung. Die geologischen Einheiten und Brüche diesen Systems, die angefangen mit dem tieferen Torton synsedimentär zur Geltung kommen, beeinflussten epigenetisch auch die Vertikalgliederung der vortortonischen Schichten, inclusive des vorneogenen Untergrundes.

Das Relief des Untergrundes und die Entwicklung, bzw. Bau des Neogens ist durch alte, im tiefen vorneogenen Untergrund wurzelnde NW—SE, WSW—ENE und N—S gerichtete Einheiten beeinflusst. In den vortortonischen Schichten kommen vor allem die WSW—ENE und NW—SE verlaufenden Einheiten zur Geltung; die tektonischen Bewegungen auf diesen Linien wurden auch während der orogenetischen Prozesse zwischen der Absetzung der Lanzendorfer Serie und der Torton-Zeit, bzw. auch später erneuert. Mit ihrem Einfluss ist vor allem anfangs der Torton-Zeit, incl. tieferer Sandschalerzone und im Pliozän zu rechnen. Auch die synsedimentäre Tätigkeit der WSW—ENE Brüche wurde nachgewiesen (der Bruch von Kátlovec und Dubovany in der Piešťany-Bucht). Später wurde der Verlauf der WSW—ENE Brüche vom Einfluss der SSW—NNE Bruchtektonik abhängig; nahe des konsolidierten Randes übernehmen die Brüche diese Richtung.

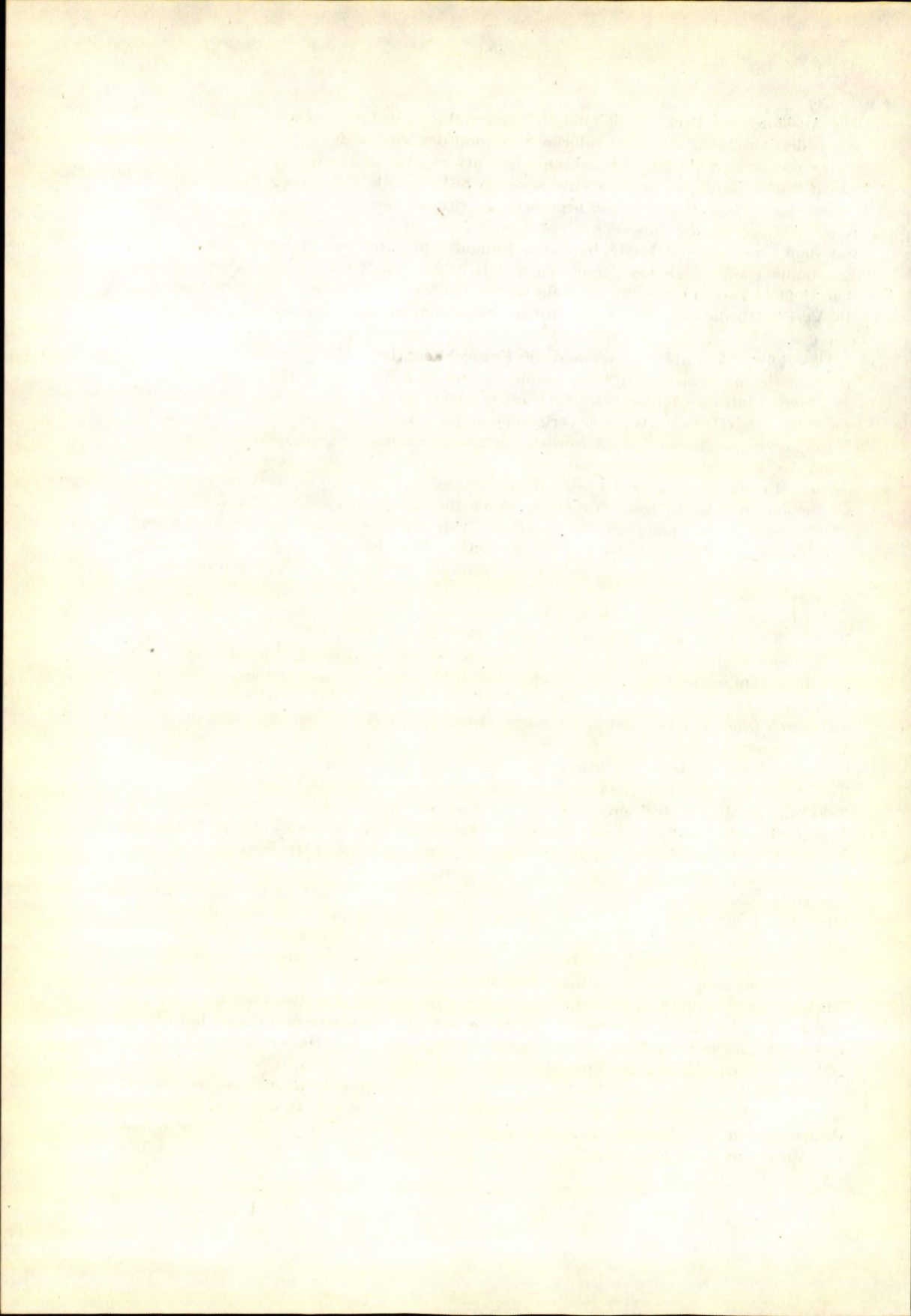
In der Arbeit werden auch Teilelevationen und Teildepressionen der NW—SE und WSW—ENE Richtung ausgegliedert (siehe Beil. 2).

Die nord-südlichen Elemente wurden wahrscheinlich hauptsächlich im Pliozän belebt. Auf ihren Einfluss schliessen wir örtlich aus dem Verlauf des vorneogenen Beckenrandes (im Kessel von Bánovce) und aus der Regelung der gravimetrischen Anomalien, bzw. aus dem Verlauf der Isolinien. Eine solche Belebung der N—S Elemente kann der Bruch von Bohunice vertreten.

Im weiteren wird die Funktion, bzw. die Genese und Verlauf aller wesentlichen im Torton und im späteren Neogen aktiven Brüche analysiert. Als Folge der SSW—NNE Tektonik ist die Zentraldepression in der Piešťany-Bucht von den Randschollen (im Westen) in Dechtice-System und in Osten in Trnava-System, in der Bucht von Topolčany in ein Majeichov—Sered-System in Westen, und in Velké Zalužie-System in Osten gegliedert. Die grösste Aktivität erreichten die Hauptbrüche dieser Systeme am Anfang der Torton-Zeit, als es zur maximalen Differenzierung der Subsidenz kam. Der WSW—ENE Bruch von Kátlovec war vom Anfang der Ablagerung der Bolivina-Bulimina-Zone an, der von Dubovany im tieferen Torton tätig. In der höheren Sandschalerzone löscht der letztere aus. Der Bruch von Bohunice kann nur eine pliozäne Störung vorstellen.

Im allgemeinen wird die paläogeographische und tektogenetische Entwicklung beider Buchte, der Bau und Gliederung der neogenen Füllung und das Relief des Untergrundes durch vier verschiedene tektonische Systeme (was die Richtung und Genese anbelangt) bestimmt. Die grössere Bedeutung kommt den regional ausgedehnten WSW—ENE und NW—SE Elevationen und Depressionen zu.

Was das Vorkommen der Erdöl- und Erdgaslagerstätten anbelangt, kann man in einigen Buchtabchnitten günstige geschlossene Strukturen finden. In dieser Hinsicht verdienen die Aufmerksamkeit die älteren regional verbreiteten Elevationen, wo auch dank der Mitwirkung der jüngeren Tektonik geeignete Strukturen gebildet werden konnten.



MILOŠ SIBLÍK

## RAMENONOŽCI NORU Z LOKALITY DRNAVA (SLOVENSKÝ KRAS)

Předložená práce se zabývá zpracováním svrchnotriasových ramenonožců z klasické lokality Bleskový prameň u Drnavy ve Slovenském krasu, odkud svého času popsal ramenonožcovou faunu včetně několika nových druhů A. Bittner (1890). Spolupráci pracovníků Geologického ústavu D. Štúra a Geologického ústavu SAV v Bratislavě bylo roku 1964 provedeno nové odkrytí této lokality, v té době již značně zašlé. Při paleontologických sběrech hlavně v letech 1964 a 1965 byl získán rozsáhlý materiál, zahrnující více živočišných skupin, který je v současné době specialisty zpracováván. Výsledky studia ramenonožců jsou uvedeny v tomto článku. Kromě mých vlastních sběrů, uložených v Geologickém ústavu ČSAV v Praze, jsem měl k dispozici díky laskavosti pracovníků výše uvedených bratislavských ústavů i jejich bohaté sběry. Hlavní část zkamenělin, získaných novými sběry v Drnavě, je uložena ve sbírkách Geologického ústavu SAV v Bratislavě.

Lokalita Bleskový prameň u Drnavy je v literatuře známa svou t. zv. *smíšenou faunou noricko-rétského stáří*. Nesnadnost přesného stratigrafického zařazení lokality je způsobena nálezy ramenonožců, známými dosud jen z rétu, a současně nacházenými amonity norického stáří [sevat — zpracování odtud souborně E. Mojsisovicsem (1896), resp. částečně revidování D. Andrusovem a J. Kováčikem (1955) a v současné době V. Andrusovovou (dosud nepublikováno)]. Nové sběry na lokalitě dokázaly, že fauna ramenonožců a amonitů se vyskytuje opravdu společně, čímž byla vyloučena domněnka, že nesrovnalosti, týkající se stáří lokality, mohly být způsobeny smícháním fauny pocházející ze dvou nebo více poloh.

Na podobné problémy t. zv. smíšených noricko-rétských faun narazil u nás již na př. M. Maheľ (1957) ve Stratenské hornatině. Obdobné problematice fauny jsou popsány i z Bulharska, Rumunska a Sovětského svazu. Podrobně se jimi zabýval A. S. Dagsys při monografickém zpracování svrchnotriasových ramenonožců jižních částí Sov. svazu (1963). Poněvadž společenstvu amonitů se přisuzuje rozhodující význam pro stratigrafické hodnocení lokalit, musíme připustit norické stáří i pro některé druhy ramenonožců, považované

dosud za pouze rétské. K stejnému závěru dospěl u řady druhů A. S. Dagys (1963). V podstatě však jde o pochopitelný fakt, neboť ramenonožcové fauny rétu byly ve srovnání s norem v minulosti častěji sledovány, a jednotlivým druhům v rétu nacházeným se proto často přisuzovala i hodnota vůdčích rétských zkamenělin.

V nových sběrech z lokality Bleskový prameň u Drnavy jsem určil následující ramenonožce: *Zeilleria norica* (Suess), *Zeilleria elliptica* (Zugm.), *Zeilleria austriaca* (Zugm.), *Aulacothyropsis conspicua* (Bitt.), *Rhaetina pyriformis* (Suess), *Lobothyris hungarica* (Bitt.), *Triadithyris gregariaeformis* (Zugm.), *Thecospira sturzenbaumi* (Bitt.), *Neoretzia superbescens* (Bitt.), „*Retzia*“ aff. *arara* Laube, ? *Pexidella* aff. *strohmayeri* (Suess), *Koninckina leopoldiaustriaca* Bitt., *Lepismatina austriaca* (Suess), *Zugmayerella kossenensis* (Zugm.), *Laballa suessi* (Winkler), *Guseriplia acerrima* (Bitt.), *Sinucosta subtilicostata* (Bitt.), *Halorella amphitoma* (Bronn), ? *Euxinella* sp., „*Rhynchonella*“ *fissicostata* Suess, „*Rhynchonella*“ *subrimosa* (Schafh.). Většina jsou druhy, které musíme dnes považovat za noricko-rétské. Pouze *Halorella amphitoma* je vysloveně norickým druhem. Jen v noru byly nalezeny i některé další druhy z Drnavy, ale ty se vyskytují velmi zřídka, takže nemožnou být ke stratigrafickým závěrům zatím použity. Chybí druhy, které se jinde v čs. Karpatech vyskytují v doprovodu rétského společenstva mlžů, a které zatím můžeme považovat za charakteristické pro rétu. Jedná se hlavně o druh *Rhaetina gregaria* (Suess) a *Austrirhynchia cornigera* (Schafh.).

Výplně schránek ramenonožců z drnavské lokality jsou překryštalovány, což ztížilo nebo i znemožnilo získat všechny potřebné údaje o vnitřní stavbě jednotlivých druhů.

#### POPIS RAMENONOŽCOVÉ FAUNY

*Zeilleria* Bayle, 1878

*Zeilleria norica* (Suess, 1859)

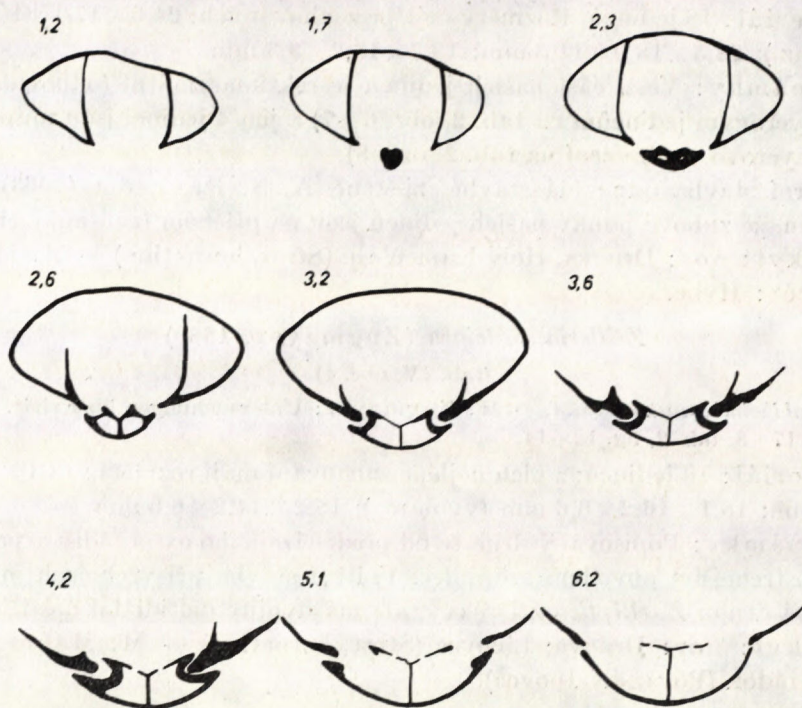
(text. obr. 1; tab. I, obr. 2)

1854 *Terebratula cornuta* Sowerby.— E. Suess: Über die Brach. etc., p. 38—40, tab. 2, fig. 10; tab. 3, fig. 1—5.

1859 *Waldheimia norica* Suess (*T. cornuta* Sow. Suess).— A. Suess in v. Hauer: Jura im NO Ungarn, p. 46.

1963 *Zeilleria norica* (Suess).— A. S. Dagys: Věrnětrias. brach. etc., p. 197—8, tab. 29, fig. 9—10.

Materiál: 160 jader se zbytky misek. Rozměry některých charakteristických jedinců: 34,1 × 27,1 × 14,2 mm; 28,0 × 19,5 × 15,5 mm; 26,0 × 24,0 × 15,5 mm; 24,9 × 22,3 × 11,2 mm (vyobraz.); 18,1 × 15,3 × 11,0 mm; 12,3 × 10,2 × 5,8 mm.



Obr. 1. *Zeilleria norica* (Suess). Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince 27,5 mm. Hřbetní septum dosahuje do 9,9 mm;  $\times 3$ . — Všechny text. obrázky vnitřní stavby jsou orientovány hřbetní miskou dolu.

Poznámky: Vnitřní stavba—Zubové lišty jsou subparalelní a dosti krátké. Zámkové destičky nejsou zřetelně odděleny od vnitřních stěn zubových jamek. Septaliové destičky vytváří široké a mělké septalium; jejich vnitřní části zůstávají poměrně dlouho ve spojení se septem. Délka lištovitěho hřbetního septa odpovídá asi jedné třetině celkové délky jedinců.

Popisovaný druh se liší od ostatních triasových zeillerií strangulátními schránkami (přítomností brázd na obou miskách) a značně vtaženým-konkávním předním okrajem schránky (na hřbetním pohledu).

Výskyt: nor: Drnava; rét: Hybe a j.

### *Zeilleria elliptica* (Zugmayer, 1880)

(tab. I, obr. 1)

1880 *Waldheimia elliptica* n. f. — H. Zugmayer: Untersuchungen über rhät. Brach. p. 17, tab. 2, fig. 6—8, 10.

1963 *Zeilleria elliptica* (Zugmayer). — A. S. Dagens: Věrechnětrias. brach. etc., p. 192—3, text-fig. 92, tab. 28, fig. 10—13.

**Materiál:** 18 jedinců. Rozměry nejlépe zachovaných:  $24,9 \times 17,1 \times 10,6$  mm (vyobraz.);  $23,5 \times 18,0 \times 11,5$  mm;  $19,7 \times 13,2 \times 9,3$  mm.

**Poznámky:** Větší část našich jedinců je rektimarginátní (odpovídá tedy Zugmayerovým jedincům na tab. 2, obr. 6–7) a jen 4 jedinci jsou uniplikátní (Zugmayerovo vyobrazení na tab. 2, obr. 8).

Vnitřní stavba odpovídá stavbě, zjištěné A. S. Dagysem (1963) s tím rozdílem, že zubové jamky našich jedinců jsou na příčném řezu mnohem širší.

**Výskyt:** nor: Drnava, Holý Kameň a j. (Strat. hornatina) — M. MaheI, 1957; rét: Hybe.

#### *Zeilleria austriaca* (Zugmayer, 1880)

(tab. IV, obr. 4)

1880 *Waldheimia austriaca* n. f. — H. Zugmayer: Untersuchungen über rhät. Brach., p. 17–8, tab. 2, fig. 12–14.

**Materiál:** 16 jedinců; z nich nejlépe zachovaní mají rozměry:  $18,1 \times 18,0 \times 7,4$  mm;  $18,1 \times 16,2 \times 6,6$  mm (vyobraz.);  $15,2 \times 14,2 \times 6,6$  mm.

**Poznámky:** Popisovaný druh se od předcházejícího externě liší v podstatě jen zaostřenějším obvodem schránky. Vnitřní stavba při vrcholech misek je obdobná druhu *Z. elliptica* z Drnavy, ale má dvojité deltidiální destičky.

**Výskyt:** nor: Drnava; Lipovec (Strat. hornatina) — M. MaheI, 1957; rét: Hrádok (Považský Inovec).

#### *Aulacothyropsis* Dagys, 1959

##### *Aulacothyropsis conspicua* (Bittner, 1890)

1890 *Waldheimia (Aulacothyris) conspicua* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden etc., p. 279, tab. 26, fig. 4–6.

1957 *Waldheimia (Aulacothyris) conspicua* Bittner — M. MaheI: Geológia Strat. horn., p. 174, tab. 7, fig. 5–7.

**Materiál:** 2 poškozená jádra. Rozměry: cca  $15,5 \times 13,7 \times 9,2$  mm; cca  $9,5 \times 9,0 \times 4,3$  mm.

**Poznámky:** Naši jedinci mají ve srovnání s původními vyobrazeními Bittnerovými maximální šířku posunutou do přední třetiny schránky. Dorzální septum dosahuje téměř až k přednímu okraji schránky.

**Výskyt:** nor: Drnava; Holý Kameň, Červená skála, Geravy (Strat. hornatina) — M. MaheI, 1957.

#### *Rhaetina* Waagen, 1882

##### *Rhaetina pyriformis* (Suess, 1854)

(text. obr. 2; tab. I, obr. 3)

1854 *Terebratulula pyriformis* Suess. — E. Suess: Über die Brach. etc., p. 41, tab. 3, fig. 6–8.

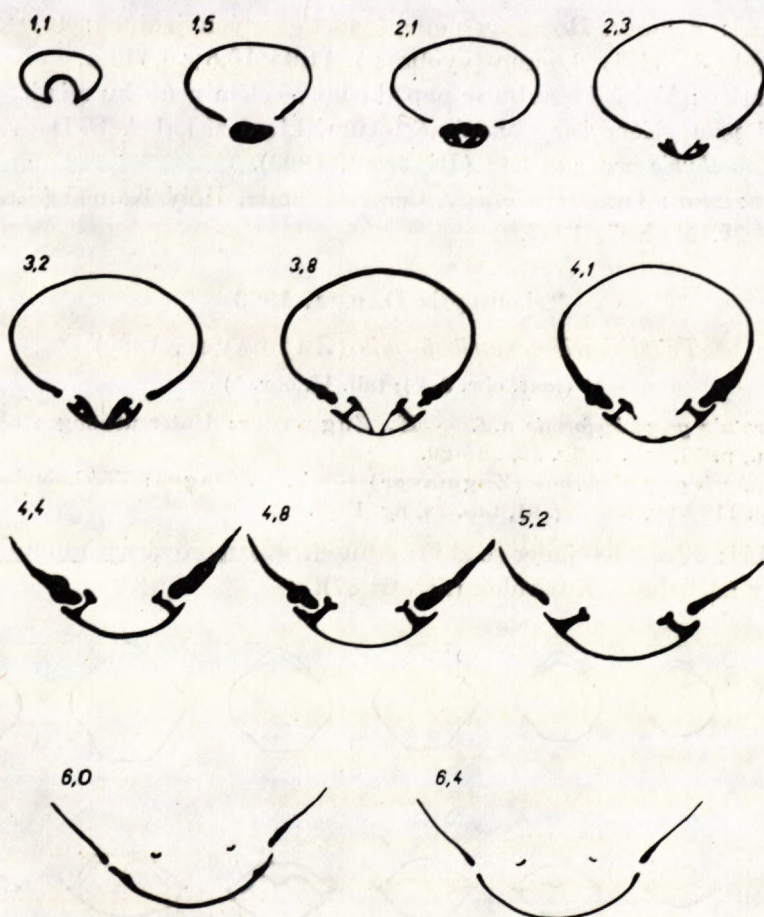
1890 *Terebratulula pyriformis* Suess. — A. Bittner: Brachiopoden etc., p. 278, tab. 26, fig. 1.

1957 *Terebratula pyriformis* Suess. — M. MaheI: Geológia Strat. hornatiny, p. 173, tab. 6, fig. 1—2.

1963 *Rhaetina pyriformis* (Suess) — A. S. Dagys: Věrnětrias. brach. etc., p. 145—7, text-fig. 64, tab. 22, fig. 1—5.

Materiál: 145 jader. Charakteristické exempláře mají rozměry:  $42,1 \times 31,2 \times 17,0$  mm;  $23,1 \times 18,4 \times 10,0$  mm (vyobraz.);  $13,0 \times 9,5 \times 6,4$  mm.

Poznámky: Vnitřní stavba: Stvolový prsteneček je vždy dobře vyvinut. Zuby jsou silné, kyjovitého tvaru, dentikula nízká a zaoblená. Zámkové destičky jsou šikmé a přecházejí zřetelně do septaliových destiček, které se protilehlými konci dotýkají dna misky. Výjimečně se septaliové destičky nejprve vzájemně spojí a stýkají se s miskou pomocí nízké mediální přepážky, takže vzniká mělké „septalium“.



Obr. 2. *Rhaetina pyriformis* (Suess). Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince  $21,2$  mm  $\times$  3.

Naši jedinci mají ve srovnání s jedinci A. S. Dagyse (1963, text. obr. 64) mnohem kratší septaliové destičky a silnější zuby.

Výskyt: nor: Drnava; nor, resp. nor-rét: Havrania Skala, Dobšínská ladová jaskyňa, Holý Kameň (Strat. hornatina) — M. Maheľ, 1957; rét: Hybe, Bystrý potok u Lubochně, sedlo pod Ždiarskou Vidľou (Belanské Tatry) a j.

### Lobothyris Buckman, 1914

#### *Lobothyris hungarica* (Bittner, 1890)

(tab. I, obr. 4)

1890 *Terebratula hungarica* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden etc., p. 278—9 tab. 26, fig. 2—3.

Materiál: 8 jader. Rozměry nejlépe zachovaných jedinců:  $16,0 \times 14,9 \times 9,4$  mm;  $12,8 \times 11,5 \times 8,0$  mm (vyobraz.);  $11,9 \times 10,5 \times 6,8$  mm.

Poznámky: Vnitřní stavbu se nepodařilo v celém průběhu zjistit. V zámkové části jsou příčné řezy obdobné řezům, které získal A. S. Dags (1963) u druhu *Lobothyris praepunctata* (Bittner, 1890).

Výskyt: nor: Drnava; Geravy, Červená Skala, Holý Kameň (Strat. hornatina) — M. Maheľ, 1957.

### Triadithyris Dags, 1963

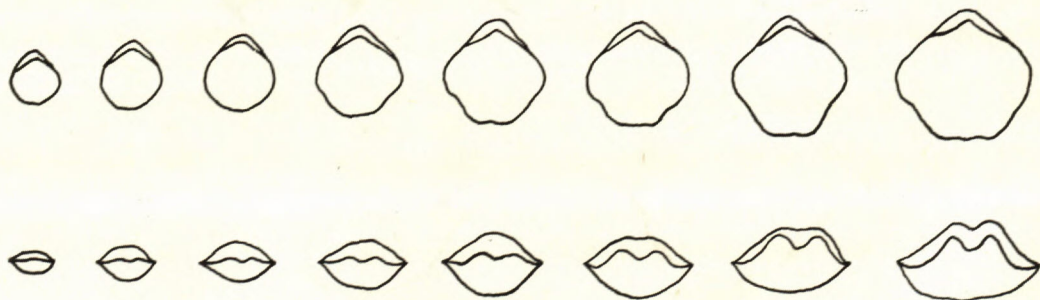
#### *Triadithyris gregariaeformis* (Zugmayer, 1880)

(text. obr. 3—4; tab. II, obr. 5)

1880 *Terebratula gregariaeformis* n. f. — H. Zugmayer: Untersuchungen über rhät Brach., p. 13, tab. 1, fig. 22, 26—29.

1963 *Triadithyris gregariaeformis* (Zugmayer) — A. S. Dags: Věrnětrias. brach. etc., p. 118—90, text-fig. 91, tab. 28, fig. 1—9.

Materiál: Přes 3300 jader se zbytky misek. Rozměrová variabilita jedinců je patrna z následujících tabulek (na str. 87).



Obr. 3. *Triadithyris gregariaeformis* (Zugm.). Růstová řada (hřbetní miska nahoře)  $\times 1$ .



Tabulka 1.

Délka schránky v mm	Počet jedinců
5,5–7,4	5
7,5–9,4	61
9,5–11,4	250
11,5–13,4	463
13,5–15,4	782
15,5–17,4	701
17,5–19,4	412
19,5–21,4	110
21,5–23,4	23
23,5–25,4	5
	2812

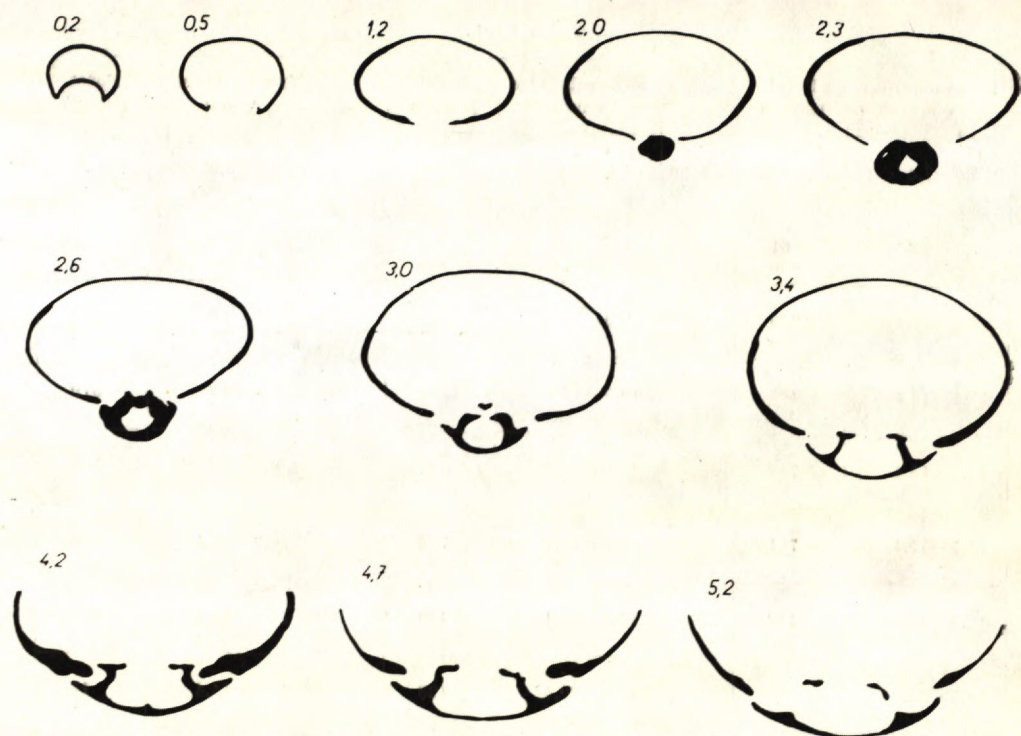
Šířka schránky v mm	Počet jedinců
4,5–6,4	8
6,5–8,4	80
8,5–10,4	121
10,5–12,4	523
12,5–14,4	692
14,5–16,4	733
16,5–18,4	420
18,5–20,4	128
20,5–22,4	24
	2729

Výška schránky v mm	Počet jedinců
2,5–3,9	20
4,0–5,4	217
5,5–6,9	482
7,0–8,4	919
8,5–9,9	708
10,0–11,4	436
11,5–12,9	135
13,0–14,4	16
14,5–15,9	15
16,0–17,4	4
	2952

Poznámky: Vnitřní stavba je charakterizována přítomností stvolového prstence a dvojlaločného zámkového výběžku, vodorovnými zámkovými destičkami a velkými zubovými jamkami. Nápadné oddělení tenkých zámkových destiček od značně vyvinutých vnitřních stěn zubových jamek, o kterém se zmínil A. S. Dagys (1963), nebylo u našich jedinců zjištěno. Zubové lišty a hřbetní septum chybějí.

Značná variabilita schránek popisovaného druhu je z našeho rozsáhlého materiálu patrná a zcela odpovídá poznatkům, které učinil A. S. Dagys (1963).

Výskyt: nor: Drnava. Podle A. S. Dagyse (1963) se vyskytuje i v rétu.



Obr. 4. *Triadithyris gregariaeformis* (Zugm.). Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince 18,2 mm.  $\times$  4,5.

### *Thecospira* Zugmayer, 1880

*Thecospira sturzenbaumi* (Bittner, 1890)

(tab. II, obr. 1)

1890 *Thecidium* (? *Thecospira*) *Stürzenbaumii* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden etc., p. 280, tab. 26, fig. 16.

Materiál: 4 břišní misky. Vyobrazená miska má rozměry  $20,0 \times 25,3 \times 7,5$  mm.

Výskyt: nor: Drnava.

### *Neoretzia* Dagys, 1963

*Neoretzia superbescens* (Bittner, 1890)

(tab. IV, obr. 1)

1890 *Retzia superbescens* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden etc., p. 281–2, tab. 26, fig. 13–15.

1957 *Retzia superbescens* Bittner. — M. Mahel: Geológia Strat. hornatiny, p. 171–2, tab. 5, fig. 5–7.

1963 *Neoretzia superbescens* (Bittner) — A. S. Dagys: Věrnětrias. brach., p. 131–4, tab. 20, fig. 4–10; tab. 21, fig. 1–2; text—fig. 59.

Materiál: 29 jedinců. Vyobrazený jedinec má rozměry 20,5 (délka hřbetní misky 16,4 × 17,9 × 12,8 mm. Obdobně rozměry jiných jedinců jsou 24,0 (20,8) × 17,5 × 12,3 mm; 17,0 (14,7) × 15,6 × 10,4 mm.

Poznámky: Vnitřní stavba posterální části schránky našich jedinců odpovídá řezům, získaným A. S. Dagysem (1963, text. obr. 59) s rozdílem, že jedinci z Drnavy nemají pozorovatelný stvolový prsteneček a mají zřetelně kratší hřbetní septum.

Popisovanému druhu je nejbližší rétský druh *Neoretzia* (?) *superba* (Suess), který se vyznačuje větvenými žebry.

Výskyt: nor: Drnava; Geravy (Strat. hornatina) — M. Maheř, 1957.

#### **Retzia King, 1850; s. l.**

„*Retzia*“ aff. *arara* Laube, 1866

(tab. II, obr. 4)

Materiál: 1 jádro s odlomeným vrcholem břišní misky. Rozměry: délka hřb. misky 13,0; šířka schránky cca 11,5; výška schránky 9,1 mm.

Poznámky: Nalezený jedinec se liší od druhu „*Retzia*“ *arara* Laube především větší velikostí (délka Laubeho originálu je 7 mm), přímým předním okrajem a širšími brázdami obou misek. Charakter vrcholu břišní misky není pro poškození možno stanovit.

Výskyt: nor: Drnava. Druh „*R.*“ *arara* je udáván z karnu (C. Diener, 1920).

#### **Pexidella Bittner, 1890**

? *Pexidella* aff. *strohmayeri* (Suess, 1855)

(tab. II, obr. 3)

Materiál: 1 jádro s rozměry? 16,5 × 11,6 × 10,3 mm.

Poznámky: Náš jedinec se liší větší velikostí a málo výraznou plikací od jedince, kterého z Drnavy popsal a vyobrazil A. Bittner (1890) jako *Spirigera Strohmayeri* Suess (na vysvětlivkách k Bittnerovým tabulím je označen *S.* cfr. *Strohmayeri*). Pravá *P. strohmayeri* (Suess) je však poměrně širší a má vysokou nebo alespoň výraznou plikaci. Vrchol její břišní misky není tak silně vyvinut jako u jedinců z Drnavy.

Výskyt: nor: Drnava.

#### **Koninckina Davidson, 1853**

*Koninckina leopoldiaustriae* Bittner, 1890

(tab. II, obr. 2)

1890 *Koninckina Leopoldi Austriae* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden etc., p. 232–3, tab. 16, fig. 1–4.

Materiál: 2 poškozená jádra břišní misky. Vyobrazený jedinec má rozměry 19,1 × 27,0 mm.

Výskyt: nor: Drnava.

### Lepismatina Wang, 1955

#### *Lepismatina austriaca* (Suess, 1854)

(tab. III, obr. 2–3)

1854 *Spirifer Münsteri* Davidson var. *austriaca* — E. Suess: Über die Brach. etc., p. 51, tab. 2, fig. 4–5.

1963 *Lepismatina austriaca* (Suess) — A. S. Dagys: Věrnětrias. brach. etc., p. 95–7, text-fig. 43, tab. 11, fig. 7–9.

Materiál: 6 jader břišních misek a 5 hřbetních misek. Rozměry břišních: 21,0 × 19,8 mm; cca 15,0 × cca 15,0 mm (vyobraz.). Rozměry hřbetních: 14,7 × 18,1 mm; 9,5 × 14,0 mm (vyobraz.).

Výskyt: nor: Drnava; nor-rét: Dobšinská lad. jaskyňa (Strat. hornatina) — M. Maheř, 1957; rét: Hybe.

### Zugmayerella Dagys, 1963

#### *Zugmayerella kossenensis* (Zugmayer, 1880)

1880 *Spiriferina Kössenensis* n. f. — H. Zugmayer: Untersuchungen über rhät. Brach., p. 28–9, tab. 3, fig. 2–3, 5, 13.

1963 *Zugmayerella kossenensis* (Zugmayer). — A. S. Dagys: Věrnětrias. brach. etc., p. 100–2, text-fig. 45, tab. 13, fig. 1–4.

1964 „*Cyrtina*“ *kossenensis* (Zugmayer) — J. Pevný: Brachiopódy etc., p. 160–1, tab. 4, fig. 4.

Materiál: 1 poškozené jádro břišní misky s rozměry cca 22,0 × 18,5 mm.

Výskyt: nor: Drnava; rét: Hybe, Bystrý potok u Lubochně, Plavecký Peter (Malé Karpaty) — J. Pevný, 1964.

### Laballa Dagys, 1962

#### *Laballa suessi* (Winkler, 1859)

(tab. III, obr. 1)

1880 *Spiriferina Suessi* — H. Zugmayer: Untersuchungen über rhät. Brach., p. 29, tab. 3, fig. 14–19.

1957 *Cyrtina suessi* Winkler. — M. Maheř: Geológia Strat. hornatiny, p. 168–9, tab. 5, fig. 11.

1963 *Laballa suessi* (Winkler). — A. S. Dagys: Věrnětrias. brach. etc., p. 88–91, text-fig. 39–40, tab. 9, fig. 4–9.

Materiál: 10 částečně poškozených jedinců a 1 hřbetní miska. Rozměry lépe zachovaných jedinců: ? (délka hřb. misky 20,7) × 27,0 × cca 21,0 mm (vyobraz.); 19,8 (18,9) × 22,1 × 18,0 mm; 14,9 (13,9) × 26,3 × 18,9 mm.

Výskyt: ? karn: Sil. Brezová (Slov. kras) — J. Bystrický, 1964;  
nor: Drnava; nor-rét: Dobšinská lad. jaskyňa (Strat. hornatina) —  
M. Maheľ, 1957.

### Guseriplia Dagys, 1963

*Guseriplia acerrima* (Bittner, 1890)

(tab. III, obr. 5–6)

1890 *Spiriferina Emmrichii* Suess var. *acerrima*. — A. Bittner: Brachiopoden etc.  
p. 284, tab. 26, fig. 9–10.

1957 *Spiriferina emmrichi acerrima* Bittner. — M. Maheľ: Geológia Strat. hornatiny,  
p. 166, tab. 5, fig. 3–4.

Materiál: 24 jader břišních misek a 5 hřbetních misek. Rozměry břišních:  
22,3 × 23,2 mm; 19,0 × cca 24,0 mm (vyobrazen); 18,2 × 19,4 mm. Rozměry  
hřbetních: 16,0 × 24,1 mm; 15,3 × cca 25,5 mm (vyobr.); 13,2 × 18,9 mm.

Poznámky: A. Bittner (1890) popsal v rámci druhu *Spiriferina emmrichi*  
z Drnavy dvě „variety“ — jemně žebíkatou (viz níže jako *Sinucosta subtili-*  
*costata*) a hruběji žebíkatou, která je zde popisována jako *Guseriplia acerrima*,  
a do jejíž synonymiky pravděpodobně náleží i *Guseriplia bittneri* Dagys,  
1963.

*G. acerrima* se externě liší od rétského druhu *Sinucosta emmrichi* (Suess)  
celkově menší velikostí, napřímenějším a více odstávajícím vrcholem břišní  
misky, širší dobře ohraničenou areou a ostřejšími žebry. Samostatnost rodů  
*Guseriplia* a *Sinucosta* není dosud uspokojivě vyřešena. Tento fakt se objevuje  
i v Treatise on Invertebrate Paleontology — H, 1965, kde je *Guseriplia* s otaz-  
níkem kladena do synonymiky rodu *Sinucosta*.

Výskyt: nor: Drnava; nor-rét: Holý Kameň, Červená Skala, Gačovská  
Skala (Strat. hornatina) — M. Maheľ, 1957.

### *Sinucosta* Dagys, 1963

*Sinucosta subtilicostata* (Bittner, 1890)

(tab. III, obr. 4)

1890 *Spiriferina Emmrichi* Suess var. *subtilicostata* Bittn. — A. Bittner: Brachio-  
poden etc., p. 284, tab. 26, fig. 11.

1890 *Spiriferina (Cyrtinga?) Boeckhii* nov. spec. — A. Bittner: ibid., p. 285, tab. 26,  
fig. 8.

1957 *Spiriferina emmrichi subtilicostata* Bittner. — M. Maheľ: Geológia Strat. hor-  
natiny, p. 166–7.

Materiál: 2 jedinci. Vyobrazený má rozměry 18,6 (délka hřb. misky  
15,3) × 18,9 × 13,5 mm. Druhý, mladý jedinec měří 9,0 × 10,1 × 7,4 mm.

Poznámky: Náš větší jedinec se liší téměř přímým zámkovým okrajem  
a vyšším a užším vrcholem břišní misky od Bittnerova holotypu. Menší jedi-  
nec, který nepochybně patří popisovanému druhu, je téměř totožný s popisem

a vyobrazením jiného nového Bittnerova druhu — *Spiriferina (Cyrtina?) Boeckhii*, stanoveného na základě nálezu jednoho jedince. Na Bittnerově vyobrazení tohoto jedince nejsou sice patrná slabá žebírka na břišní misce, v popisu je však jejich přítomnost zmíněna. *Spiriferina (Cyrtina?) Boeckhii* spadá tak zřejmě do synonymiky druhu *S. subtilicostata*.

Popisovaný druh se liší od druhu *S. emmrichi* (Suess) mnohem slabšími žebírky na miskách a celkově značně menšími rozměry.

Výskyt: nor: Drnava; nor, resp. nor-rét: Holý Kameň, Gačovská Skala, Dobšinská ladová jaskyňa, Havrania Skala (Strat. hornatina) — M. Maheľ, 1957.

### Halorella Bittner, 1884

#### *Halorella amphitoma* (Bronn, 1832)

1890 *Halorella amphitoma* Bronn. — A. Bittner: Brachiopoden etc., p. 183—5, tab. 18, fig. 3—9; tab. 19, fig. 1—25; tab. 20, fig. 1—19.

1957 *Halorella amphitoma* Bronn. — M. Maheľ: Geológia Strat. hornatiny, p. 163—4, tab. 5, fig. 1—2.

1963 *Halorella amphitoma* (Bronn). — A. S. Dagens: Věrnětrias. brach. etc., text-fig. 17—19, tab. 5, fig. 8—12; tab. 6, fig. 1—12; tab. 7, fig. 1—3 (cum syn.).

Materiál: 1 jádro s rozměry  $9,5 \times 11,6 \times 5,5$  mm.

Poznámky: Nalezený jedinec je nedospělý, s mělkou brázdou na hřbetní misce, břišní miska bez brázdy. Od většiny jedinců A. Bittnera se náš jedinec odlišuje ostřejším lomením zámkového okraje, a tím se shoduje s četnými jedinci A. S. Dageyse. Tento autor připomíná velkou proměnlivost tvaru schránek popisovaného druhu, týkající se hlavně celkového obrysu schránky, počtu žeber a výraznosti brázd. Uvádí, že pro mladé jedince je přítomnost brázdy na hřbetní misce charakteristická, a že během růstu tato brázda u části jedinců vymizí nebo jindy zůstává zachována a vyvíjí se zároveň s brázdou břišní misky, která se objevuje později.

Výskyt: ?karn: Sil. Brezová (Slov. kras) — J. Bystrický, 1964; nor: Drnava; Brezina, Matka Božia, Dobšinská lad. jaskyňa, Geravy (Strat. hornatina) — M. Maheľ, 1957.

### ? Euxinella sp.

Materiál: 3 jedinci, z nichž největší měří  $18,2 \times 21,3 \times 14,4$  mm.

Poznámky: Schránky jsou zavalitější, mají větší počet žeber ve srovnání s druhem „*Rh.*“ *fissicostata*, a chybí jim také výrazný val hřbetní misky.

Vnitřní stavba je charakterizována dvojitými deltidiálními destičkami, nepřítomností septalia a hřbetního septa, a je značně podobná vnitřní stavbě jedinců druhu „*Rh.*“ *fissicostata* z Drnavy.

Výskyt: nor: Drnava.

**Rhynchonella Fischer, 1809; s. l.**

„*Rhynchonella*“ *fissicostata* Suess, 1854

(text. obr. 5–6; tab. IV, obr. 2)

1854 *Rhynchonella fissicostata* Suess. — E. Suess: Über die Brach. etc., p. 58–9, tab. 4, fig. 1–4.

1957 *Rhynchonella fissicostata* Suess — M. Mahel: Geológia Strat. hornatiny, p. 157–8, tab. 3, fig. 1–3.

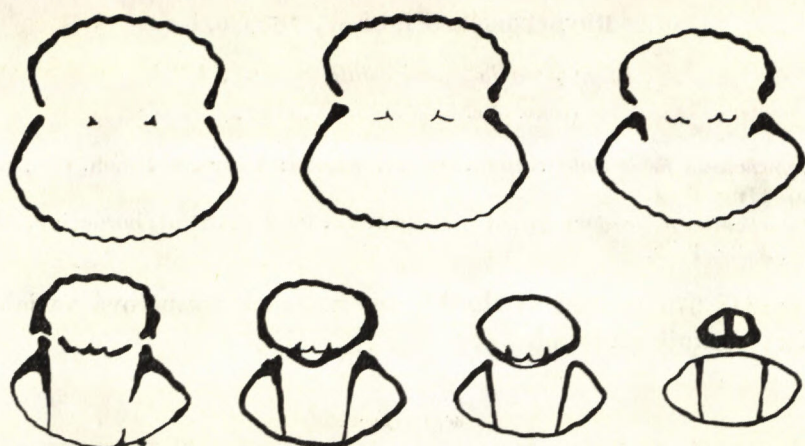
Materiál: 370 jedinců se zbytky misek. Jejich rozměrová variabilita je zřejmá z následujících tabulek.

Tabulka 2.

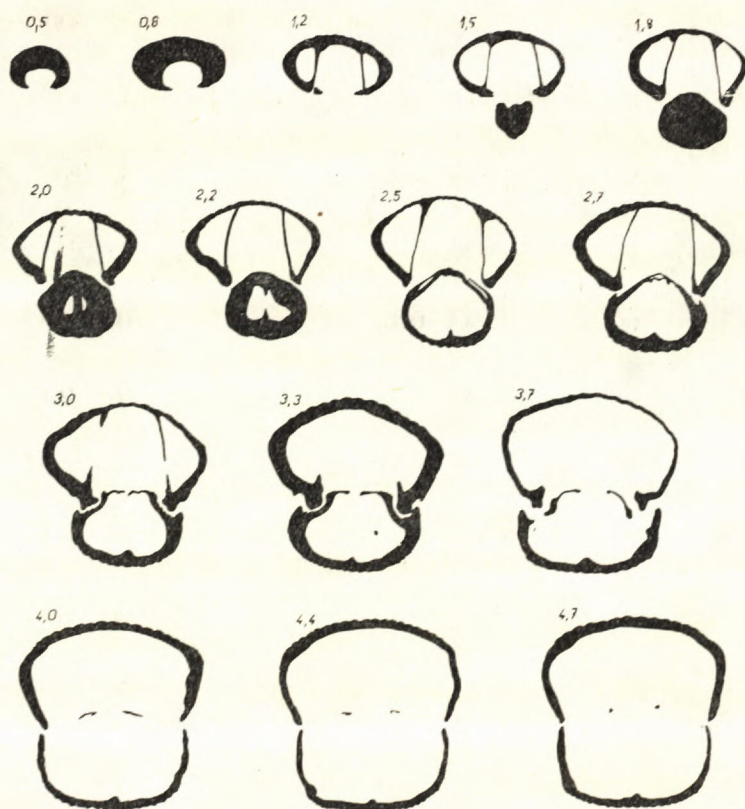
Délka schránky v mm	Počet jedinců
6,5–8,4	16
8,5–10,4	11
10,5–12,4	19
12,5–14,4	45
14,5–16,4	76
16,5–18,4	86
18,5–20,4	51
20,5–22,4	11
22,5–24,4	4
	319

Šířka schránky v mm	Počet jedinců
5,5–7,4	5
7,5–9,4	5
9,5–11,4	9
11,5–13,4	22
13,5–15,4	53
15,5–17,4	45
17,5–19,4	76
19,5–21,4	56
21,5–23,4	23
23,5–25,4	12
25,5–27,4	3
	309

Výška schránky v mm	Počet jedinců
3,0–4,9	12
5,0–6,9	23
7,0–8,9	37
9,0–10,9	68
11,0–12,9	95
13,0–14,9	61
15,0–16,9	32
17,0–18,9	13
19,0–20,9	7
	348



Obr. 5. „*Rhynchonella*“ *fissicostata* Suess. Vnitřní stavba mladého jedince. Délka jedince 10,2 mm.  $\times 5$ .



Obr. 6. „*Rhynchonella*“ *fissicostata* Suess. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince 15,8 mm.  $\times 3$ .



Poznámky: Počet žeber se pohybuje mezi 12—22 na jednu miskou, z toho 3—9 (nejčastěji 6) připadá na val hřbetní misky. V některých případech je patrné rozdvojení žeber, a to přibližně v poloviční délce misek.

Vnitřní stavba: Poměrně dlouhé zubové lišty na průřezu dorzálně konvergují, u některých jedinců jsou subparalelní. Vertikální zuby jsou krenulátní, dentikula výrazná, ale krátká. Stvolový prsteneček nebyl zpozorován. Zámkové destičky jsou vodorovné, nezřetelně oddělené od vnitřních stěn zubových jamek. Vnější stěny zubových jamek jsou značně vyvinuty. K vytvoření septalia nedochází. Nízký euseptoid je vyvinut v celé zadní třetině hřbetní misky. Krura jsou raduliferního typu.

Popisovaný druh byl v poslední době kladen k rodu *Septaliphoria* Leidhold, 1921. Podle sdělení D. A. B. Pearsona (Imperial College London), který studoval materiál druhu „*Rh.*“ *fissicostata* na původních lokalitách Suessových, je toto zařazování nesprávné a jde pravděpodobně o nový rod. Pro to svědčí i zpracování typického druhu rodu *Septaliphoria* — *S. arduennensis* (Oppel) — (A. Childs, London, nepublikováno).

Výskyt: nor: Drnava; nor, resp. nor-rét: Dobšinská lad. jaskyňa, Geravy, Holý Kameň, Havrania skala (Strat. hornatina) — M. Maheľ, 1957; rét: Plavecký Peter (M. Karpaty) — J. Pevný, 1964; Hybe, Mojtín (Stráž. hornatina), Bystrý potok u Lubochně.

„*Rhynchonella*“ *subrimosa* (Schafhäutl, 1851)

(tab. IV, obr. 3)

1854 *Rhynchonella subrimosa* Schafhäutl. — E. Suess: Über die Brach. etc., p. 54—5, tab. 4, fig. 5—11.

1957 *Rhynchonella subrimosa* (Schafhäutl). — M. Maheľ: Geológia Strat. hornatiny, p. 160—1, tab. 4, fig. 1—4.

Materiál: 2 jádra; vyobrazené má rozměry 13,0 × 14,2 × 11,2 mm.

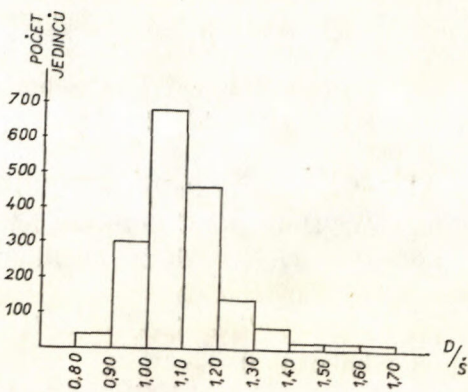
Výskyt: nor: Drnava; nor-rét: Havrania skala, Geravy (Strat. hornatina) — M. Maheľ, 1957; rét: Plavecký Peter (Malé Karpaty) — J. Pevný, 1964; Hybe.

*Geologický ústav ČSAV, Praha*

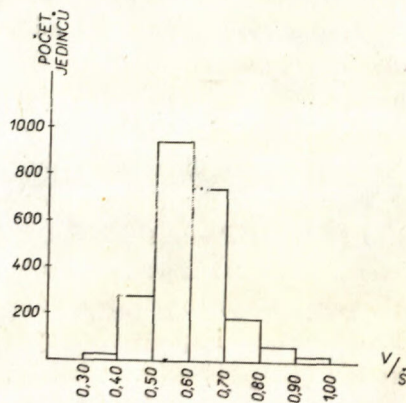
LITERATURA

[1] Bystrický J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. 1—204, Bratislava. — [2] Dagys A. S., 1963: Věrnchnětriasovyje brachiopody juga SSSR. 1—248, Izdatel'stvo Akademiji nauk, Moskva (zde další literatura). — [3] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geologické práce, zoš. 48a, 1—201, Bratislava. — [4] Pevný J., 1964: Brachiopody severnej časti Malých Karpát. Geologické práce, Zprávy 33, 157—172, Bratislava.

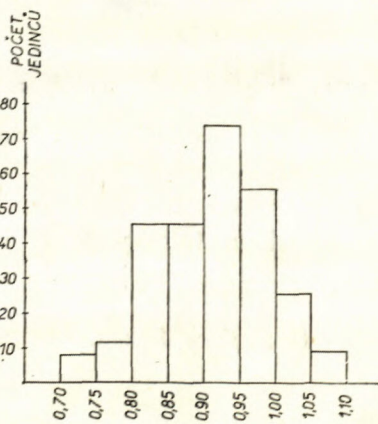
Grafické znázornění poměru délky (výšky) a šířky u druhu *Triadithyris gregariaeformis*  
a „*Rhynchonella*“ *fissicostata*



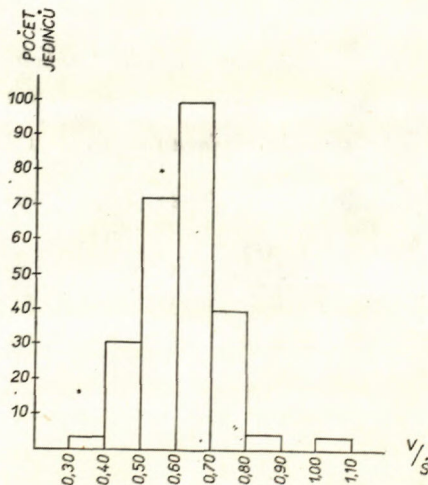
(a) *Triadithyris gregariaeformis* (Zugm.)  
— poměr délka : šířka.



(b) Jako sub (a), poměr výška : šířka.



(c) „*Rhynchonella*“ *fissicostata* Suess —  
poměr délka : šířka



(d) Jako sub (c), poměr výška : šířka.

**THE BRACHIOPODS OF THE NORIAN LOCALITY DRNAVA  
(SOUTHERN SLOVAKIA).**

Among the new rich brachiopod material from the A. Bittner's (1890) locality „Bleskový prameň“ near the village of Drnava in the Southern Slovakia I determined the following species: *Zeilleria norica* (Suess), *Zeilleria elliptica* (Zugm.), *Zeilleria austriaca* (Zugm.), *Aulacothyropsis conspicua* (Bitt.), *Rhaetina pyriformis* (Suess), *Lobothyris hungarica* (Bitt.), *Triadithyris gregariaeformis* (Zugm.), *Thecospira sturzenbaumi* (Bitt.), *Neoretzia superbescens* (Bitt.), „*Retzia*“ aff. *arara* Laube, ?*Pexidella* aff. *strohmayeri* (Suess), *Koninckina leopoldiaustriacae* Bitt., *Lepismatina austriaca* (Suess), *Zugmayerella kossenensis* (Zugm.), *Laballa suessi* (Winkler), *Guseriplia acerrima* (Bitt.), *Sinuocosta subtilicostata* (Bitt.), *Halorella amphitoma* (Bronn), ?*Euxinella* sp., „*Rhynchonella*“ *fissicostata* Suess, „*Rhynchonella*“ *subrimosa* (Schafh.). Some brachiopods of the so-called Rhaetian type are found here associated with the Norian ammonites. The study showed that it is necessary to admit the Norian age for some brachiopod species, considered before to be only the Rhaetian elements.

**Vysvětlivky k tabulím I—IV.**

**Tab. I.**

1. *Zeilleria elliptica* (Zugm.). Inv. č. MS-7. × 1,5.
2. *Zeilleria norica* (Suess). GÚ SAV. × 1,5.
3. *Rhaetina pyriformis* (Suess). Inv. č. MS-8. × 1,5.
4. *Lobothyris hungarica* (Bittner). GÚ SAV. × 1,5.

**Tab. II.**

1. *Thecospira sturzenbaumi* (Bitt.). Inv. č. MS-10. × 1,5.
2. *Koninckina leopoldiaustriacae* Bitt. Inv. č. MS-13. × 2,3.
3. ?*Pexidella* aff. *strohmayeri* (Suess). Inv. č. MS-11. × 1,5.
4. „*Retzia*“ aff. *arara* Laube. Inv. č. MS-12. × 1,5.
5. *Triadithyris gregariaeformis* (Zugm.). GÚ SAV. × 1,5.

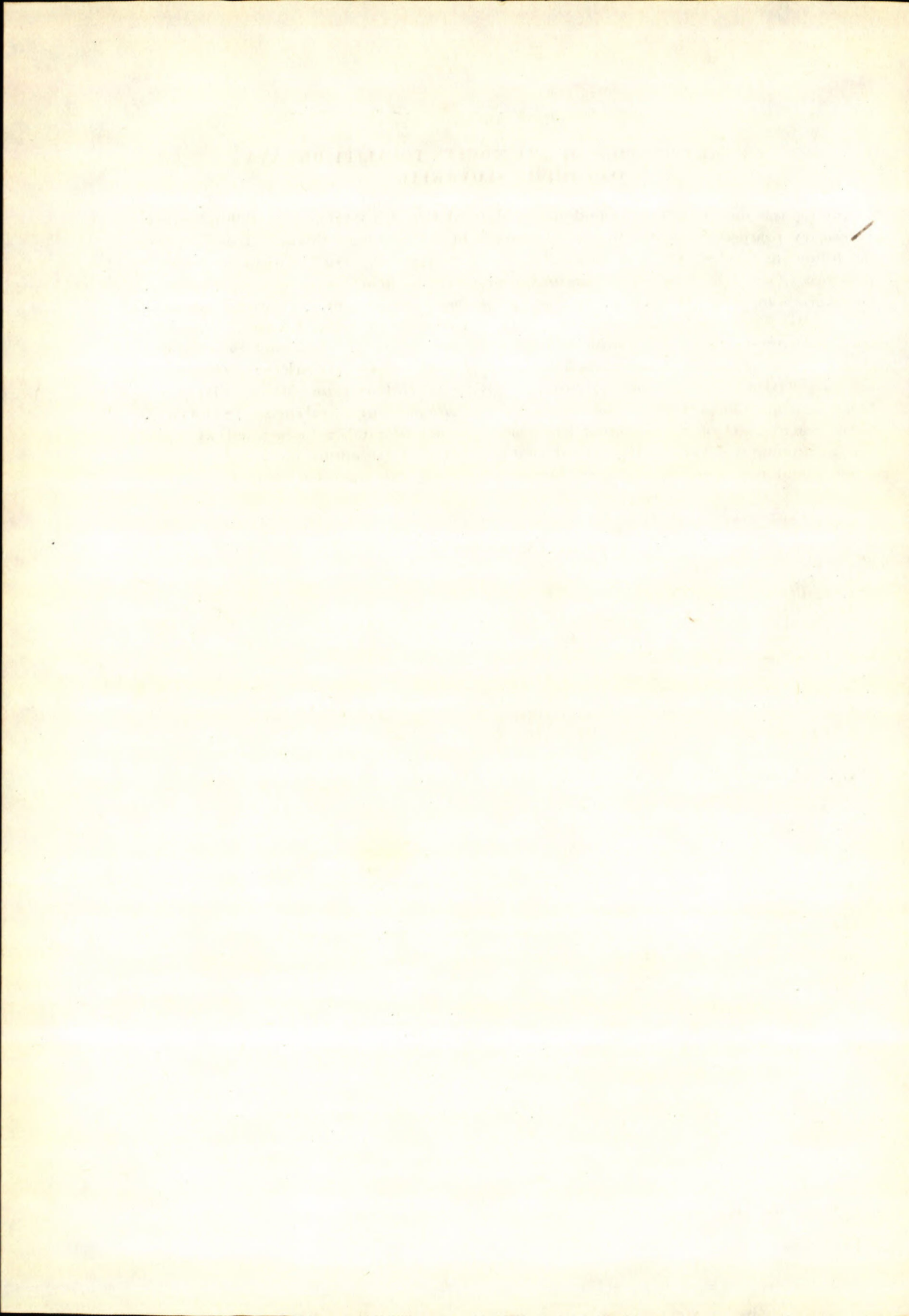
**Tab. III.**

1. *Laballa suessi* (Winkler). Inv. č. MS-15. × 1,5.
2. *Lepismatina austriaca* (Suess) — hřb. miska. Inv. č. MS-4a. × 2,3.
3. *Lepismatina austriaca* (Suess) — břiš. miska. Inv. č. MS-4b. × 1,5.
4. *Sinuocosta subtilicostata* (Bitt.). Inv. č. MS-9. × 1,5.
5. *Guseriplia acerrima* (Bitt.) — hřb. miska. Inv. č. MS-6. × 1,5.
6. *Guseriplia acerrima* (Bitt.) — břiš. miska. GÚ SAV. × 1,5.

**Tab. IV.**

1. *Neoretzia superbescens* (Bitt.). Inv. č. MS-16. × 1,5.
2. „*Rhynchonella*“ *fissicostata* Suess. GÚ SAV. × 1,5.
3. „*Rhynchonella*“ *subrimosa* (Schafh.). Inv. č. MS-71. × 1,5.
4. *Zeilleria austriaca* (Zugm.). Inv. č. MS-5. × 1,5.

Foto na tab. I—IV L. Záporožcová. Jedinci byli pobělováni a orientováni hřbetní miskou nahoru. Uložení GÚ SAV značí sbírky Geologického ústavu SAV v Bratislavě; takto neoznačení jedinci jsou uloženi v Geologickém ústavu ČSAV v Praze.



G. KOLOSVÁRY

## VI. ANGABE ZUR KENNTNIS DER TRIASKORALLEN UND DER BEGLEITENDEN FAUNA DER ČSSR

Im März 1966 erhielt ich weiteres Material von Triaskorallen und der begleitenden Fauna zur Aufarbeitung vom Geologischen Institut Dionysus Štur in Bratislava (und zwar von Herrn Professor Dr. M. Mahel) aus Kleinen Karpaten, Strážov- und Jablonica-Gebirge. Es wurden weitere Neuigkeiten gefunden.

### Spongiarien

*Amblysiphonella* cf. *vesiculosa* Sieber (non Waagen et Wentzel)

Strážov-Gebirge: Omšenie, östl. d. Bžovík-Quelle in Nachbarschaft der Dolomite und Kovačková Tal; N. Abh. des Žihlavník, weisse Kalke.-Slatinka n/Bebravou von hellen Kalken, s. Abh. des Baška-Berges.

Amblysiphonellen sind permische Spongien. Nur *A. lörentheyi*, spec. indet., *Vinassa*, *timorica* und *vesiculosa* sind auch obertriassisch (8). Ich meine aber, dass sie auch die Mitteltrias durchgelebt haben müssten. — Röhrendurchmesser 8—25 mm; Zentralrohr max.  $9 \times 13$  mm (schmal), so dass hier eine andere Art ausgeschlossen erscheint (13). Röhrenlänge cca 100 mm. Manche Exemplare rund, oder kugelartig,  $15 \times 15$  mm gross. Nach Kühn (8) kommt die Art *A. vesiculosa* in Rhät der Osternhorngruppe vor. Begleitende Fauna: Lamellibranchiaten, Gastropoden und Bryozoen.

Es wurden noch unbestimmbare Überreste von Spongien aus Kleinen Karpaten gefunden (Plavecké Podhradie unterhalb der Dolomite in Karlova Tal und s. der K. 541.5 Báborska; nördl. d. Podhradská Tales, höhere Lagen der weissen mitteltriassischen Kalke). Einige Funde ähneln sich der *Barroisia*. Begleitfauna: Hydrozoen, Gastropoden, Madreporarien und Lamellibranchiaten.

## Hydrozoen

### *Spongiomorpha dendroidea* Kühn

Kleine Karpaten: Plavecké Podhradie, Karlová Tal unter dem engen Dolomitstreifen in hellen Kalken.

Nach Flügel (4) und Kühn (7) leben diese Formen bis Oberjura. Unsere Art ist eine mitteltriassische, von Kühn aus Siebenbürgen beschrieben. Charakteristisch sind 1 mm hohe und 0.2 mm breite, kleine Höcker auf der Oberfläche der Hydrozoen-Kolonie.

### *Lamellata* sp. indet.

Kleine Karpaten: Plavecké Podhradie s. der K. 541.5 Báborská, nördl. des Podhradská Tales, höhere Lagen der weissen mitteltriassischen Kalke.

Näher unbestimmbare Überreste im Kalke eingebettet. Begleitfauna: Spongien, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Madreporarien.

## Madreporarien

### *Myriophyllia* cf. *smolenicae* Kolosváry

Strážov-Gebirge: Omšenie, Kováčeková Tal, nördl. Abh. des Žihlavník, weisse Kalke.

Die Charakteristik des Genus siehe bei J. Alloiteau (1) p. 119, 250 und 282: *Myriophyllia* d' Orb. 1899. — Wand septothekal oder synaptikulär ausgebildet. Die Coenosepten sind vorhanden und Endothek besteht aus Dissepimenten; Septen bekörnelt.

	Durchmesser	Septen	Hauptsepten	Cyclus	Septen	Kolumelle
Typ	11 × 11 mm	34	2	3	dick u. starr	klein
Omšenie	11 × 12 mm	50	2	3	dick u. starr kompakt	klein substyl

### *Myriophyllia* cf. *jekeliusi* Kühn

Strážov-Gebirge: Slatinka n/Bebravou, südl. Abh. des Baška-Berges in hellen Kalken.

Mehrere Exemplare gruppenweise vorkommend, in Kalken eingebettet und auserodiert samt zerbrochenen Koloniefragmenten von *Thecosmilia dawsoni* und Gastropoden. Die Kolumelle gross, spongiös. Die Septen von III. Ordn. rudimentär ausgebildet und bekörnelt.

	Höhe	Durchmess.	Septen	Epithek	Hauptsepten	Cyclus	Septenzahl
Typ	5–8 mm	1.5 × 3 mm	?	stark	6	6	?
Slatinka	?	2.5 × 2.5 mm	grob	stark	6	3	20–22

*Stylophyllopsis* sp. indet.

Kleine Karpaten: Plavecké Podhradie, Karlová Tal, unter dem engen Dolomitstreifen, helle Kalke.

Polypendurchmesser 10 × 11 mm, Epithek dünn, Stachel-Septen vom jugendlichen Charakter, Anzahl nicht feststellbar. Septen von III. Ordn. rudimentär, auch fehlend. Samt *Thecosmilia badiotica*, *Cassianostroma*. Nach Kühn (8) unterscheidet sich *Stylophyllopsis* von *Stylophyllum* durch die Septen, die ziemlich steil gegen das Zentrum zu fallen. Nach Kühn (8) ist *Stylophyllum* für Nor und *Stylophyllopsis* für Rhät von stratigraphischer Bedeutung. Meiner Meinung nach kommt sie sporadisches auch in der Mitteltrias vor.

*Montlivaltia* sp. indet.

Mehrere Überreste und jugendliche Polypen stammen aus: Kleinen Karpaten (Plavecké Podhradie, Karlová Tal unter dem engen Dolomitstreifen, und südlich der K. 541.5 Báborská, nördl. des Podhradské Tales in hellen Kalken).

*Montlivaltia obliqua* (Münster)

Kleine Karpaten: Smolenice, nördl. Abh. des Čelo-Berges in hellen Kalken; Plavecké Podhradie s. der K. 541.5 Báborská nördl. des Podhradské Tales, obere Lagen der weissen mitteltriassischen Kalke; SW Plavecké Podhradie in hellen Kalken unter den Dolomiten in Karlová Tal.

Junge und semiadulte Polypen-Überreste in Kalken eingebettet und mehr oder minder schräg ausgewittert (näheres in Lit. 13). — Ein mit 9 × 8 mm bzw. 6 × 6 mm Kelch- bzw. Basisbreite und 12 mm rumpfhohes Polyp innerhalb einer „leeren“ Gastropoden-Schale im Kalke, d. h. doppelt eingebettet und von mir geschliffen. Begleitfauna: Gastropoden, Lamellibranchiaten, Spongien, sowie Hydrozoen.

*Montlivaltia* cf. *marmorea* Frech

Kleine Karpaten: Plavecký Peter, am Kamme des Veterlin Berges in dunkleren Kalken.

Eine einzige eingebettete jugendliche Koralle mit gleich und dünn entwickelten feinen Septen aller Ordnungen. Rumpfhöhe des Polypes 35 mm,

Kelchgegendbreite 30 mm, stark ausgewittert (näheres in Lit. 13). Die Art ist nur obertriassisch. Die Begleitfauna: Gastropoden, Lamellibranchiaten, Madreporarien.

*Montlivaltia norica norica* Frech; Squires; Kolosváry (13, 16).

Kleine Karpaten: Smolenice im mittleren Teile des Čelo-Kammes in dunkelgrauen Kalken; Plavecký Peter am Kamme des Veterlin-Berges in dunklen Kalken; Plavecké Podhradie, Karlová Tal unter dem engen Dolomitstreifen in hellen Kalken, südl. der K. 541.5; Báborská im Podhradská Tale, höhere Lagen der weissen mitteltriassischen Kalke.

Eine sehr variable, elastische Art der Mittel und Obertrias. Es wurden 1—2 polyzentrische Formen, z. T. nur Steinkerne (Pseudomorphosen) gefunden. Maximalschlanke des Polypes fand ich zur Zeit in 14—20 cm Höhe. Manche Polypen (im Kalke eingebettet) mit stereoplasmatischen Verdickungen z. T. peripherisch oder zentrisch. Begleitfauna: Gastropoden, Lamellibranchiaten, sowie Madreporarien.

*Montlivaltia norica slovakensis* Kolosváry

Kleine Karpaten: dunkle Kalke am Kamme des Veterlin-Berges.

Ich habe diese Subart schon in der ČSSR'schen oberen Trias zweimal gefunden. Dies ist der dritte Fund. Charakteristisch durch lobulären Kelchrand und ausserordentlich dicke Septen von I. Ordn. Endothek dicht. Die Unterart scheint ausschliesslich obertriassisch zu sein.

*Montlivaltia montis hierosolymorum* Papp

Kleine Karpaten: Smolenice, nördl. Abh. des Čelo Berges in hellen Kalken.

Ein einziges Polyp im Kalke eingebettet, dem Papp'schen Typ (15) ganz entsprechend. Kelchbild mit hyperbolischem Septensystem. Durchmesser des Fundes 12×14 mm. In der Basisgegend sind die Hyperbolen in der Richtung der dorsoventralen Linie ausgebildet, im Kelche in Richtung der Lateralien. Kühn (7) fand die Art auch in Siebenbürgen, Papp beschrieb sie aus Pannonien — Mitteltrias. Gefunden zusammen mit Conophyllien und *Montlivaltia obliqua*.

*Thecosmilia* sp. indet.

Kleine Karpaten (Plavecký Peter am Kamme des Veterlin-Berges in dunklen Kalken; Plavecké Podhradie südl. der K. 541.5 Báborská, weisse mitteltriassische Kalke); Strážov-Gebirge (Slatinka b/Bebravou, südl. Abh. des Baška Berges in hellen Kalken; Omšenie, Kováčeková Tal, nördl. Abh. des Žihlavník in weissen Kalken) — unbestimmbare Überreste samt Lamellibranchiaten, Hydrozoen, Spongien, Madreporarien und Crinoideen.



*Thecosmilia cf. dawsoni* (Clapp & Shiner)

Synonymen (16): *Calamophyllia dawsoni* Clapp & Shiner; *Thecosmilia delicatula* (Frech); *Rhabdophyllia delicatula* Frech, *Thecosmilia recondita* (Laube).

Kleine Karpaten: Plavecký Mikuláš, nahe des Mikuláš Tales im Streifen der dunklen Kalke.

Strážov-Gebirge: Slatinka n/Bebravou, südl. Abh. des Baška-Berges in hellen Kalken; Ostrica bei K. 749.7 östl. Ende des Kammes Slatinka.

Kolonie  $7 \times 8$  cm breit,  $6 \times 7$  cm hoch; Rumpfhöhe im Kalke völlig eingebettet, stark verkalkt. Polypendurchmesser 2–5 mm, Septenzahl 36–40, Röhrenmaximum 40 mm. Kolonie fecherartig ausstrahlend. Epithek mehr oder minder ausgebildet. Ein peripherischer Endothekalring ist wahrzunehmen. Kolumelle sehr gross. Polypen auch dichotomisch verzweigend, Knospung auch variabel. Die Art ist in Obertrias von Idaho (Squires 16), im Rhät von Vorarlberg (Kühn 8) und in St. Cassian in der Mitteltrias bekannt. Vorgefunden samt Gastropoden.

*Thecosmilia badiotica* Volz

Kleine Karpaten: Plavecké Podhradie, helle Kalke, Karlová-Tal unter dem engen Dolomitstreifen.

Polypenköpfe zerstreut, im Kalke eingebettet und umgeben von Spurenresten von (?) *Cassianostroma-Hydrozoen*. Diese Assoziation wurde von Flügel (3) zum erstenmal entdeckt. Polypendurchmesser 6–8 mm; Polypenverjüngung von zweierlei Art vorhanden: a) Wandbildung vom Zentrum und b) von der Peripherie ausgehend.

*Protoheterastraea (Hexastraea) magna* Kühn

Jablonica-Gebirge: Hradište pod Vrátnom im verlassenen Steinbruch, in hellen Kalken.

Mehrere schlecht erhaltene Überreste; Durchmesser 7–7,5 mm; manche Röhrrchen mit Durchmesser von  $10 \times 11$  mm. Das Zentralende der Septen spindelförmig verdickt, Septen fein und ein bißchen gebogen. Rhythmische Querschnittslinien vorhanden.

*Margarosmilia confluens* (Münster)

Kleine Karpaten: Plavecké Podhradie, im Karlová Tal in weissen Kalken.

Eine übliche Art der Mitteltrias, in Pannonien vorherrschend (Papp 15). Es sind 1–2 und polyzentrische Formen vorhanden, alle mit konstantem charakteristischem Merkmal, d. h. in der Mitte der Septen mit spindelförmigen Verdickungen. Samt Hydrozoen und Madreporarien.

*Procycololites podhradiensis* n. sp.

Genus-Synonym: *Myriophyllia*

Kleine Karpaten: Plavecké Podhradie unter den Dolomiten im Karlová Tal in hellen Kalken.

Ein isoliertes solo Polyp, flach turbinär. Kelchdurchmesser  $14 \times 16$  mm, Höhe 10 mm. Kelch mit lobulären (schwach lobulären) Kelchkonturen. Proto-stomium und Basis dezentrisch. Auf 1 mm sind 5—7 Septenbasen zu zählen. Septen-Poren auf 1 mm ebenfalls 5—7 in Reihen. Nach J. Alloiteau (1 p. 337) hat *Procycololites* (Frech 1890) eine turbinäre Gestalt. Wand archaeothekal. Lebenszeit des Genus: Trias-Lias (siehe auch K. Kanmera 6). — Die sechs Protosepten sind sichtbar.

Eine vergleichende Tabelle der Procycololiten der Trias nach Angaben der Lit. (1), (6) und (7) ist folgend:

Art	Form	Septen	Endothek	Polypen	Septen Basen	Diameter	Höhe	Septen-anzahl
<i>P. triadicus</i> Fr. Ob. Trias	Turb.	Juv. perf. Ad. komp.	Tief u. axial	3 zentr.	3—4 1 mm	$35 \times 55$ mm	40 mm	130—135
<i>P. timoricus</i> Ob. Trias	Flach turb.	?	?	1 zentr.	3—4 1 mm	?	?	134
bei K. Kanmera	Dichoto- misch	Juv. perf. Ad. komp.	?	6 zentr.	5—7 1 mm	$6 \times 6$ mm	?	70
bei Kühn	Flach turb.	gezähmelt	Tief	1 zentr.	?	$25 \times 25$ mm	9 mm	174
ČSSR	Flach turb.	Perf.	dicht	1 zentr.	5—7 1 mm	$14 \times 16$ mm	10 mm	448

Die Arten *P. badiotica*, *P. gracilis* und *P. dichotoma* sind nicht Procycololiten, sondern: *gracilis* ist: *Myriophyllia münsteri*; *dichotoma* ist: *Myriophyllia pygmaea*. Nach Kühn (7) besteht der Unterschied darin, dass die Septenleisten bei *Procycololites* vorhanden sind, bei *Myriophyllia* fehlen. Die spongiöse Kolumelle ist bei *Procycololites* vorhanden, bei *Myriophyllia* ist die Kolumelle ganz kompakt ausgebildet. Die Septen sind granulär und grob, Septenkongluenzen kommen auch vor; Wand archaeothekal und hauptsächlich dünn.

*Conophyllia* cf. *recondita* (Laube) Volz

Kleine Karpaten: nahe des Čelo-Berges in hellen Kalken.

Kelchdurchmesser nur 2,5 mm (konstantkonservativ). Rhythmische Wachstumslinien vorhanden, äussere Längsrippung fehlt. Nach Alloiteau (1, p. 104) *Conophyllia* d'Orb. 1849 kommt in triassischen Schichten St. Cassian vor

(Synonym: *Omphalophallia* Laube 1865). — Septensystem triadisch labil, d. h. semibilateral oder semiradial. Viele Septen verschmelzen sich untereinander. Kolumelle klein, Polypenhöhe 5–6 mm; Form schlank, Basis spitzig. Samt Lamellibranchiaten.

*Conophyllia* cf. *radiciformis* (Klipstein) Volz

Kleine Karpaten: Plavecké Podhradie unter den Dolomiten im Karlová Tal in hellen Kalken.

Strážov-Gebirge: Omšenie, Kováčeková Tal nördl. Abh. des Žihlaviník Berges in hellen Kalken.

Polypenkelchdurchmesser schwankt zwischen 5 und 7,5 mm. Die Höhe des Polypes variiert bis zu 15 mm. Basis spitzig, Polyp schlank, mit rhythmischen Wachstumslinien versehen. Polypenköpfe rundlich ausgewittert; Polypen kommen oft in Vergesellschaftung gruppenweise vor. Kolumelle klein oder 0,5 mm; Septenzahl variabel, manchmal schwer zu bestimmen. Eine Bilateralität, d. h. triadische Labilität des Septensystemes ist festzustellen; die Septen verschmelzen sich untereinander oft asymmetrisch. Begleitfauna: Gastropoden, Lamellibranchiaten und Crinoideen.

### Bryozoen

*Stomatopora* sp. indet.

Strážov-Gebirge: Slatinka n/Bebravou südl. Abh. des Baška-Berges in hellen Kalken.

Röhren charakteristisch, die Kolonien auf eine *Amblysiphonella* cf. *vesiculosa* epizoisch aufgewachsen. Auch in Schlifflungen scheint sie mit dem Papp'schen (15) Objekt identisch zu sein d. h. ohne Septen und ohne Fundamentallamellen in Röhren, aber mit charakteristischen Löchern für Tentakelkranz. Papp erwähnt mitteltriassische *Stomatopora* aus der Veszprémer Mitteltrias Pannoniens, welche eine *Toechastraea oppeli*-Korallenkolonie umfasst [d. h. bewachsen hatte (15)].

### Zusammenfassung

[1] *Amblysiphonella vesiculosa* scheint bereits in der Mitteltrias aufzutreten.

[2] *Spongiomorpha dendroidea* eine mitteltriassische Hydrozoë ist neu für die fossile Fauna der ČSSR.

[3] *Myriophyllia jekeliusi*, *Montlivaltia montis hierosolymorum*, *Thecosmilia dawsoni*, *Protoheterastraea (Hexastraea) magna*, *Conophyllia recondita* und *radiciformis* sind alle neu für die fossile Madreporarien-Fauna der ČSSR.

[4] *Procycolites podhradiensis* n. sp. wurde bereits beschrieben.

[5] *Stomatopora* sp. indet. ist als Genus neu für die fossile Fauna der ČSSR.

[6] Die hiesige Fauna ist im allgemeinen eine mitteltriassische. Nur: *Montlivaltia marmorea*, *Montlivaltia norica slovakensis*, *Thecosmilia dawsoni* in dunklen Kalken weisen darauf hin, dass auch ein Vorhandensein postladinischer Zeitepoche in Betracht kommen kann.

### Eine vergleichende Studie über die Triaskorallen der Karpaten und Pannonländer

Es werden hier nur die dominierend, subdominierend und influent vorkommenden Triaskorallenarten behandelt. Die subinfluente Arten haben einen minderwertigen statistischen Wert, so dass sie hier nicht besprochen werden. Ich erwähne nur diejenigen Triaskorallenarten, die vorherrschend erscheinen, wie folgt: *Montlivaltia obliqua* (Münster), *Thecosmilia subdichotoma* Münster, *Thecosmilia badiotica* Volz, *Margarosmilia confluens* (Münster), *Craspedophyllia alpina* Volz, *Montlivaltia norica norica* Frech—Squires—Kolosváry aus Mitteltrias. — *Montlivaltia marmorea* Frech, *Montlivaltia norica norica* Frech—Squires—Kolosváry, *Thecosmilia clathrata* (Emmrich), *Thecosmilia defilippi* [Stoppani] und *Calamophylliopsis (Hymenophyllia) fenestrata* (Reuss) Kühn aus der oberen Trias.

Die Triaskorallenfauna der Alpenländer ist wohlbekannt, d. h. am besten durchforscht. Die Triaskorallenfauna der Karpatenländer (ČSSR) wird systematisch seit 1955 von mir successiverweise untersucht. Die Triaskorallenfauna der Pannonländer (ungarisches Mittelgebirgssystem) ist am wenigstens studiert worden. Es steht mir aber seit 1955 genügendes Material zur Verfügung.

Die Unterschiede sind im ganz allgemeinen statistisch und weisen hauptsächlich auf Faziesverhältnisse der zwei grossen Areale hin. Vergleichen wir nun die Daten zusammen.

#### Mittel-Trias

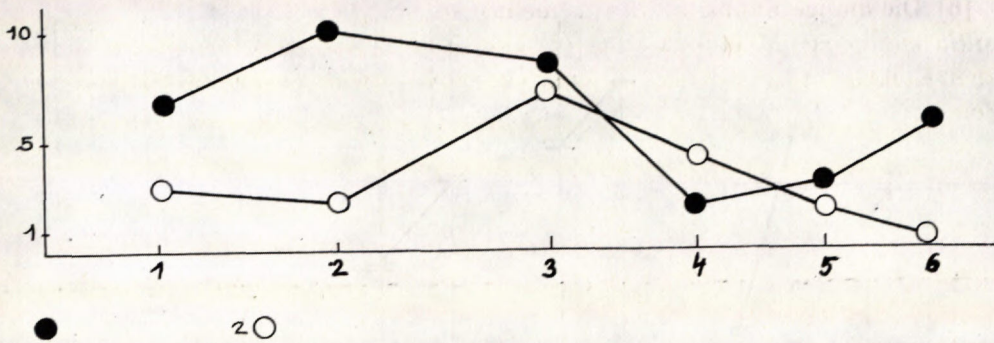
Nach verschiedenen Fundortsangaben (1—15) vikariieren die sechs Arten folgenderweise (siehe Graph 1).

Die eindeutig dominierende Art ist *Thecosmilia badiotica* mit oftmaligem bankbildenden Vorkommen, hauptsächlich in Pannonländer. Die Art *Thecosmilia subdichotoma* scheint in den Karpatenländern zu dominieren.

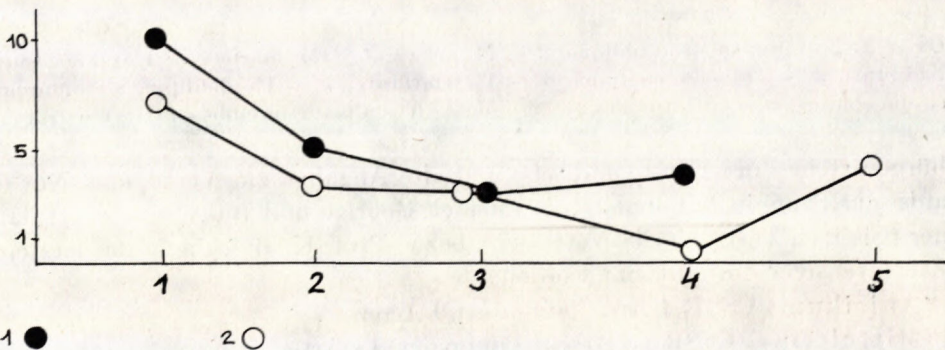
#### Obere Trias

Nach verschiedenen Fundortsanzahlen (1—17) sind auf Graphikon 2 die Dominanzverhältnisse folgend.

Die Dominanz der Art *Montlivaltia norica norica* ist unzweifelhaft, da diese Art eine sehr variable, sehr elastische und überhaupt sehr accommodativ verbreitete, d. h. progressiv-werdende Koralle ist. Sie scheint ihre Blütezeit schon



Graf 1. 1 — *Montlivaltia obliqua*, 2 — *Thecosmilia subdichotoma*, 3 — *Thecosmilia badiotica*, 4 — *Margarosm. confl.*, 5 — *Craspedophyllia alpina*, 6 — *Montlivaltia norica*. Leere Kreise: Pannonländer, volle Kreise: Karpatenraum.



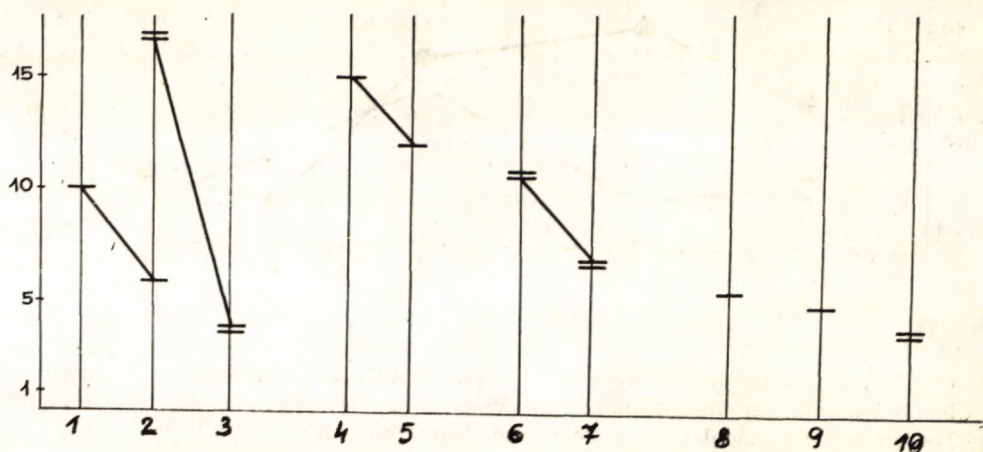
Graf 2. 1 — *Montlivaltia norica*, 2 — *Thecosmilia clathrata*, 3 — *Thecosmilia defilippi*, 4 — *Montlivaltia marmorea*, 5 — *Calamophylliopsis (H.) fenestrata*

in der Mitteltrias angefangen zu haben, hauptsächlich in den Karpatenländer-Fazien.

Wenn wir nun die mitteltriassischen Angaben (samt obertriassischen) auf Graphikon 3 aufzeichnen (nach Dominanz einzelner Arten von links nach rechts) so kommen wir zu folgenden Resultaten:

Man sieht, dass *Montlivaltia norica* in der Mitteltrias einsetzt und mit Anfangselastizität in der Oberen Trias vorherrschte. Graphikon 3 zeigt auch verschiedene Tendenz der Dominanz von *Montlivaltia* und *Thecosmilia*.

Ich muss aber noch bemerken, dass die Forschungsintensitäten in den drei Ländern nicht die gleiche war. Am besten ist zur Zeit die Slowakei durchforscht, wo Prof. Dr. M. Mahel ein ausserordentlich schönes Material aufgesammelt hatte. Im Anisikum waren wenige, in der Mitteltrias sehr viele und in der Oberen Trias auch viele Funde entdeckt. In Pannonländern ist die Forschungsintensität betreffs der Korallen sehr im Rückstand und von Sieben-



1 —

2 =

Graf 3. 1 — *Montlivaltia obliqua*, 2 — *M. norica*, 3 — *M. marmorea*, 4 — *Thecosmilia badiotica*, 5 — *Th. subdichotoma*, 6 — *Th. clathrata*, 7 — *Th. defilippi*, 8 — *Margarosmilia confluens*, 9 — *Craspedophyllia alpina*, 10 — *Calamophylliopsis (H.) fenestrata*.

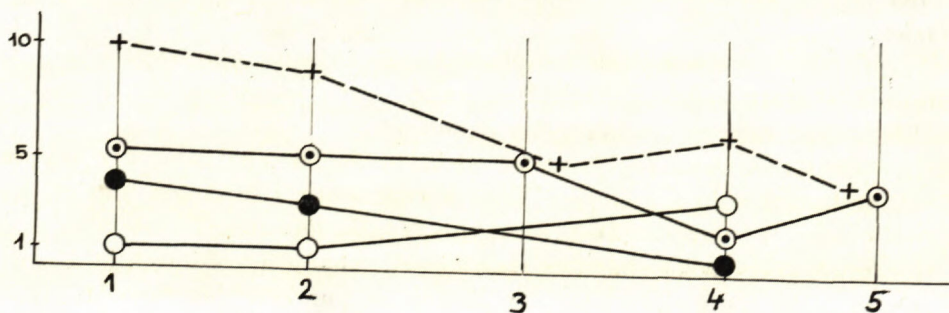
bürgen stehen uns nur sporadische und alte Angaben zur Verfügung. Nur die anisische Stufe in Pannonländern (Mecsek-Gebrige und Bükkgebirge) ist dank der fleissigen Tätigkeit des Verfassers, bezw. Prof. K. Baloghs in der letzteren Zeit intensiver durchforscht worden.

Anisikum: ČSSR 1 Art; Pannonien 9 Arten,

Mitteltrias: ČSSR 25 Arten; Pannonien 18 Arten,

Obere Trias: ČSSR 15 Arten; Pannonien 10 Arten; Siebenbürgen 3 Arten

Die 5 dominierenden — influenten Genera differenzieren sich nach Artenanzahlen und Zeitperioden folgenderweise (4):



1 ○

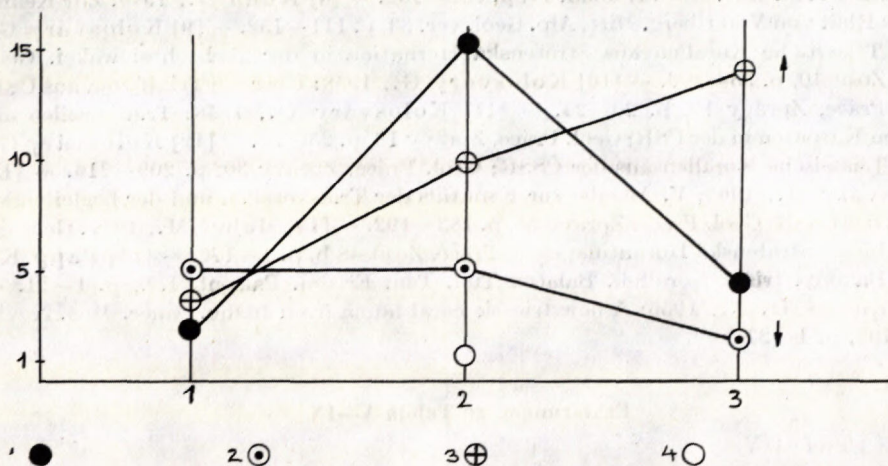
2 ⊙

3 ●

4 +

Graf 4. 1 — *Thecosmilia*, 2 — *Montlivaltia*, 3 — *Craspedophyllia*, 4 — *Conophyllia*, 5 — *Margarosmilia*. Die Stufen: 1 — Anisikum, 2 — Mitteltrias, 3 — Obere Trias, 4 — Gesamtangaben.

Sehen wir nun die Verhältnisse zwischen solo, gruppenweise vorkommenden, kolonisierten Korallen der zwei Länder zusammen, wie folgt:



Graf 5. Phylogenetische Skizze: 1 — Anisikum, 2 — Mitteltrias, 3 — Obere Trias; 1 — solo Korallen, 2 — gruppenweise vorkommenden Korallen, 3 — kolonienbildende Korallen, 4 — meandrinisierte (desindividualisierte) Korallen.

Im Anisikum sehen wir nun enge Nachbarschaft in Zahlmässigkeit; in der Mitteltrias wurde die Zersplitterung und in der Oberen Trias Progression und Regression in einer phylogenetischer Einheit festgestellt. Die Kolonisation ist als eine progressive, das solo Leben eine alte Eigenschaft zu betrachten.

Ich habe insgesamt 375 Forschungsobjekte durchstudiert, 105 davon aus Pannonländern von Anisikum wurden von mir und von Herrn Prof. K. Balogh gesammelt. Aus der pannonländischen Mitteltrias stammen 66 Objekte her, teilweise von mir, von Herrn Fr. Legányi und Herrn Prof. K. Balogh aufgesammelt. Aus der pannonländischen Obertrias habe ich 21 Objekte und aus der karpatländischen Trias zusammen 183 Objekte, die Herr Prof. Dr. M. Mahel gefunden hatte, durchforscht.

#### LITERATUR

- [1] Alloiteau J., 1957: Contribution á la systematique des Madreporaires fossiles. Centr. Nat. Rech. Sci. Paris T. I—II. — [2] Fenniger A. & Hötzl H., 1965: Die Hydrozoa und Tabulosa der Tressenstein- und Plassenkalk. Mitt. Mus. Bergbau 27, p. 1—61. — [3] Flügel E., 1960: Cassianostroma n. gen. die erste Hydrozoe aus den Cassianer Schichten (Oberladin) der Südalpen. N. Jahrb. Geol. Pal. M. H. 2, p. 49—59. — [4] Flügel E. & Sy E., 1959: Die Hydrozoen der Trias. N. Jahrb. Geol. Pal. Abh. 109. l. p. 1—108. — [5] Heritsch F. & Kühn O., 1936: Geschiebe von Triaskorallen vom Plabutsch bei Graz. Mitt. Natw. ver. Steierm. 73, p. 19—32. — [6] Kanamera K.,

1964: Triassic coralla fauna from the Konosé group in Kyushu. Mem. Fac. Sci. K. Univ. Ser. D. Geol. 15. 1. p. 117–147. — [7] Kühn O., 1932/35: Die Anthozoen ... der Trias von Brasov. An. Inst. Geol. Roman. 17, p. 109–132. — [8] Kühn O., 1940: Zur Kenntnis des Rhät von Vorarlberg. Mitt. Alp. Geol. ver. 33, p. 111–152. — [9] Kolosváry G., 1957: Triassische Korallen aus Stratenská Hornatina in der Tschechoslowakei. Geol. Práce Zošit 10, p. 95–106. — [10] Kolosváry G., 1958: Über die Triasfauna aus ČSR; Geol. Práce, Zprávy 13, p. 20–24. — [11] Kolosváry G., 1958: Triaskorallen aus Kleinen Karpaten in der ČSR; Geol. Práce, Zprávy 13, p. 25–32. — [12] Kolosváry G., 1963: Triassische Korallen aus der ČSSR; Geol. Práce, Zprávy 30, p. 209–216. — [13] Kolosváry G., 1965: V. Angabe zur Kenntnis der Triaskorallen und der begleitenden Fauna der ČSSR; Geol. Práce, Zprávy 38, p. 183–192. — [14] MaheI M., 1957: Geologie des Gebirges Stratenská Hornatina; Geol. Práce, Zošit 48 b, p. 1–176. — [15] Papp K., 1900: Bakonyi triász Korállók. Balaton Tud. Tan. Eredm. Paleont. I. i., p. 1–21. — [16] Squires D. F., 1956: A new triassic coral fauna from Idaho. Amer. Mus. Novit. No: 1797, p. 1–27.

### Erklärungen zu Tafeln V–IX

#### Tafel V

- Abb. 1. *Montlivaltia norica norica*, Kelchteil-Schliffung.  
 Abb. 2. *Montlivaltia montis hierosolymorum*, ausgewittert.  
 Abb. 3. *Myriophyllia jekeliusi*, Kelch, ausgewittert.  
 Abb. 4. *Myriophyllia jekeliusi*, kelch, ausgewittert.

#### Tafel VI

- Abb. 1. *Montlivaltia marmorea*, Kelchteil-Schliffung.  
 Abb. 2. *Thecosmilia dawsoni*, Kolonie-Teil geschliffen.  
 Abb. 3. *Thecosmilia dawsoni*, Polypenköpfe rundlich ausgewittert

#### Tafel VII

- Abb. 1. *Procycolites podhradiensis*, Kelch ausgewittert.  
 Abb. 2. *Protoheterastrea (H.) magma*, Rohr ausgewittert.  
 Abb. 3. *Thecosmilia badiotica*, Kelch mit zentraler Wandverjüngung (ausgewittert).  
 Abb. 4. *Conophyllia radiciformis*, Kelch ausgewittert.

#### Tafel VIII

- Fig. 1. *Myriophyllia jekeliusi*, Kelch 2,5 × 2,5 mm. — 2. *M. smolenicae*, Kelch 10 × 11 mm. — 3. *Conophyllia radiciformis*, Kelch 3 × 3 mm. — 4. *C. radiciformis*, Kelch 4 × 4 mm. — 5. *C. recondita*, Kelch 2 × 2 mm. — 6. *Montlivaltia montis hierosolymorum* 12 × 14 mm.

#### Tafel IX

- 1–3. *Thecosmilia dawsoni* Kelche 2–3 mm. — 4–5. *Protoheterastrea (H.) magma* grosse und kleine Kelche (7 × 9 bzw. 2 × 2,5 mm). — 6. *Procycolites podhradiensis* schematische Darstellungen. — 7–9. dtto Septenteilen mit Archaeothek(a). — 10. dtto Septenporen. — 11. *Thecosmilia dawsoni* 4 × 4 mm (Endothek nicht dargestellt). — 12. *Conophyllia radiciformis* 3,5 × 4,5 mm (Endothek nicht dargestellt).  
 Gez.: Verfasser.



FELICITAS JURÁŠOVÁ

## COCCOLITHOPHORIDA (FLAGELLATA) NA LOKALITE BISKUPICE

Predložená práca je príspevkom k poznaniu nannoplanktonu v zlínskych vrstvách vsetínskeho vývoja v račanskej jednotke magurského flyša. V rámci systematického spracovania niekoľkých lokalít týchto vrstiev bolo nazhromaždené množstvo horninového materiálu, ktorý bol v prípade lokality Biskupice (tehelňa) využitý i pre výskum nannoplanktonu. Celkove sme spracovali 84 vzoriek, z toho 61 vzoriek z vápнитých ílovcov, (II EC = druhý element cyklu v zmysle N. B. Vassojeviča 1948) a 23 vzoriek z nevápнитých ílovcov (III EC).

### Metodika práce

Pre výskum zlínskych vrstiev z profilu Biskupice sme použili metódu najjednoduchšej prípravy materiálu. Z určitého typu horniny sme rozdrobili malé množstvo materiálu a nechali namočené v destilovanej vode (cca 12 hodín). Pred odobratím vzorky materiál sme dôkladne zamiešali, aby sa čiastočky nannoplanktonu uvoľnili. Pomocou štetca nanášali sme suspenziu na krycie sklíčko. Po vysušení kvapky materiál bol zabalzamovaný a upevnený ďalším sklíčkom. Takto pripravený preparát je lepenkou pripevnený na podložné sklíčko. Touto metódou zhotovené preparáty nemôžu slúžiť na porovnávanie množstva nannofosílií v určitom type horniny. V budúcnosti sa preto budeme snažiť z každej vzorky odobrať rovnaké množstvo suspenzie.

*Coccolithophorida* sú známe už od roku 1836, kedy Ehrenberg poukazuje na prítomnosť drobných „drúz kryštálov“ v sedimentoch. Do roku 1954 sa mnohí autori zaoberali popisovaním jednotlivých foriem. Systematiku spracovali hlavne Tan Sin Hok (1927) a Deflandre (1952, 1954).

Na stratigrafickú hodnotu týchto drobných organizmov upozornil Bramlette & Riedel (1954). Neskoršie práce sú zamerané väčšinou na sledovanie nannoplanktonu v závislosti na stratigrafii (Šamraj & Lazareva 1956; Martini 1958, 1959, 1961; Brön-

nimann & Stradner 1960; Bramlette & Sullivan 1961; Manivit 1959; Hay & Schaub 1960; Bouché 1962; Levin 1965; Benešová – Hanzlíková 1962; Bystričká 1963, 1964, 1965).

Keďže význam nannofosílií pre stratigrafiu stále vzrastá, podávame v krátkosti prehľad charakteristických druhov pre jednotlivé stratigrafické stupne paleogénu.

Spodná hranica coccolithophorid nie je dosiaľ jasná. Bramlette & Riedel (1954) predpokladajú, že predjurské nálezy sú veľmi pochybné; až začiatkom kriedy sú nálezy početnejšie. Formy popisované ako *Discoaster* sú známe až z kriedy.

Martini (1961) v dane JZ Francúzska popisuje nannoplankton s hojným zastúpením druhu *Nannotetraster staurophorus* (Gardet) Martini & Stradner. Vo vyšších častiach sa hojne vyskytujú *Braarudosphaera bigelovi* Deflandre a *Micrantholithus fornicatus* Martini. V Rakúsku Stradner (1964) ako vedúci druh pre dan popisuje *Coccolithus helis* Stradner.

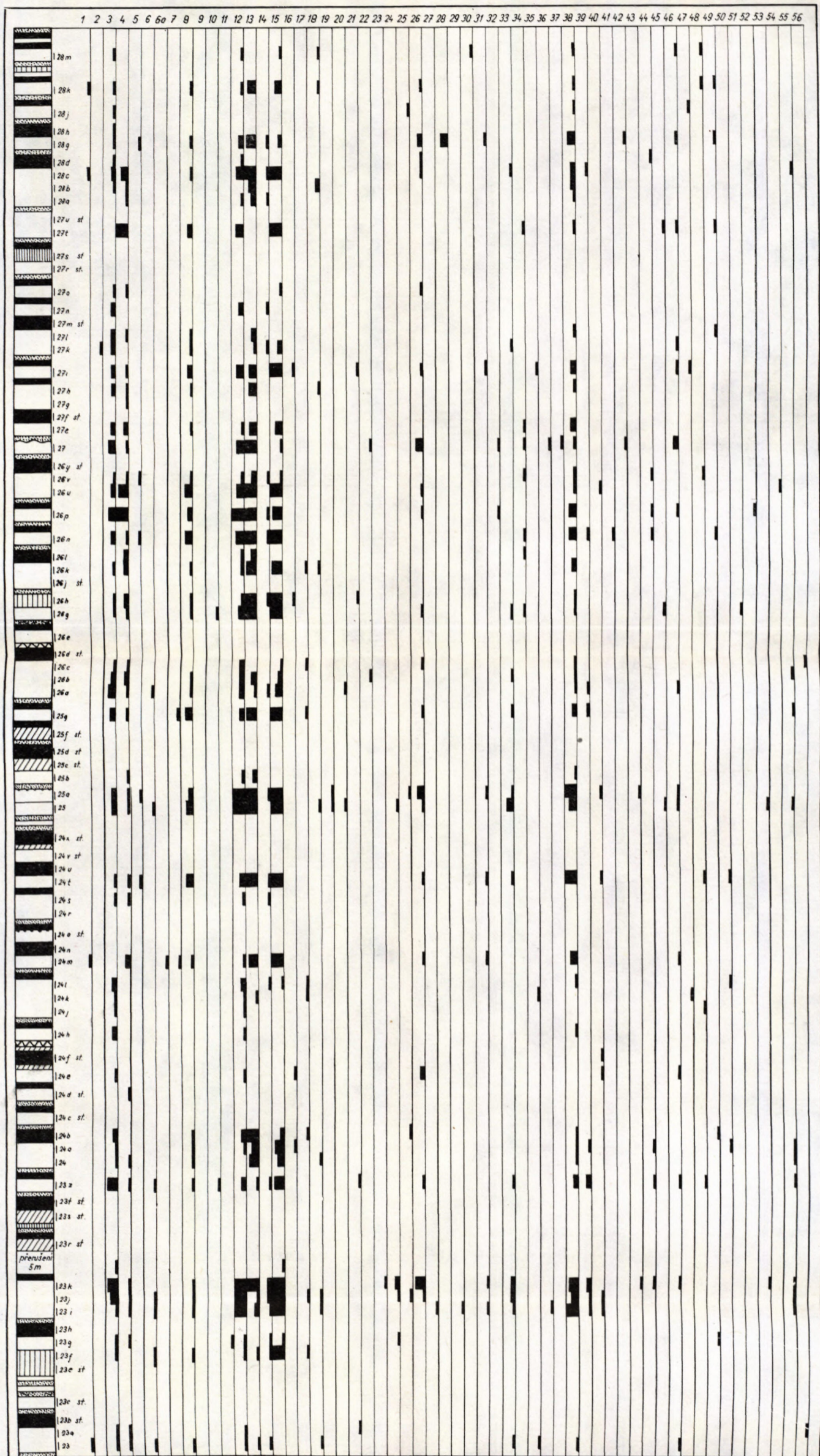
V paleocéne všeobecne prevláda *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel, i keď miestami sa tento druh začína hromadne vyskytovať až v strednej časti paleocénu. Výnimočne Hay & Schaub (1960), ktorí pre spodný a stredný paleocén uvádzajú *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel, vo vrchnom paleocéne popisujú asociácie s prevládáním *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette & Riedel) Deflandre, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel a malé druhy *Discoaster lodoensis* Bramlette & Riedel. Toto spoločenstvo je charakteristické už pre spodný eocén. Martini (1961) z JZ Francúzska uvádza pre celý paleocén charakteristický *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel. Spodnú časť od vrchnej odlišuje na základe početného zastúpenia druhu *Discoaster nobilis* Martini (v spodnej časti) a *Discoaster perpolitus* Martini a *Discoaster splendidus* Martini (vo vrchnej časti paleocénu). Pre celý paleocén udáva ešte chýbanie *Braarudosphaera bigelovi* Deflandre.

Bramlette & Sullivan (1961) v Kalifornii hojné zastúpenie *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel nachádzajú až vo vrchnej časti paleocénu. Pre spodný paleocén sú charakteristické druhy *Heliolithus riedeli* Bramlette & Sullivan, *Discoaster helianthus* Bramlette & Sullivan a *Zygoolithus junctus* Bramlette & Sullivan. V Rakúsku podľa Stradnera (1964) najspodnejší paleocén, naväzujúci na dan, obsahuje len coccolity (*Coccolithus helis* Stradner, *C. crassus* Bramlette & Sullivan, *C. damicus* Brotzen). Hojné výskyty *Discoaster multiradiatus* svedčia o vyššom až najvyššom paleocéne. V samotnej multiradiatovej zóne odlišuje podľa Haya (1961) spodnú zónu bez *Marthasterites* a vrchnú zónu s *Marthasterites bramlettei* Brönnimann & Stradner a *Marthasterites contortus* (Stradner) Deflandre.

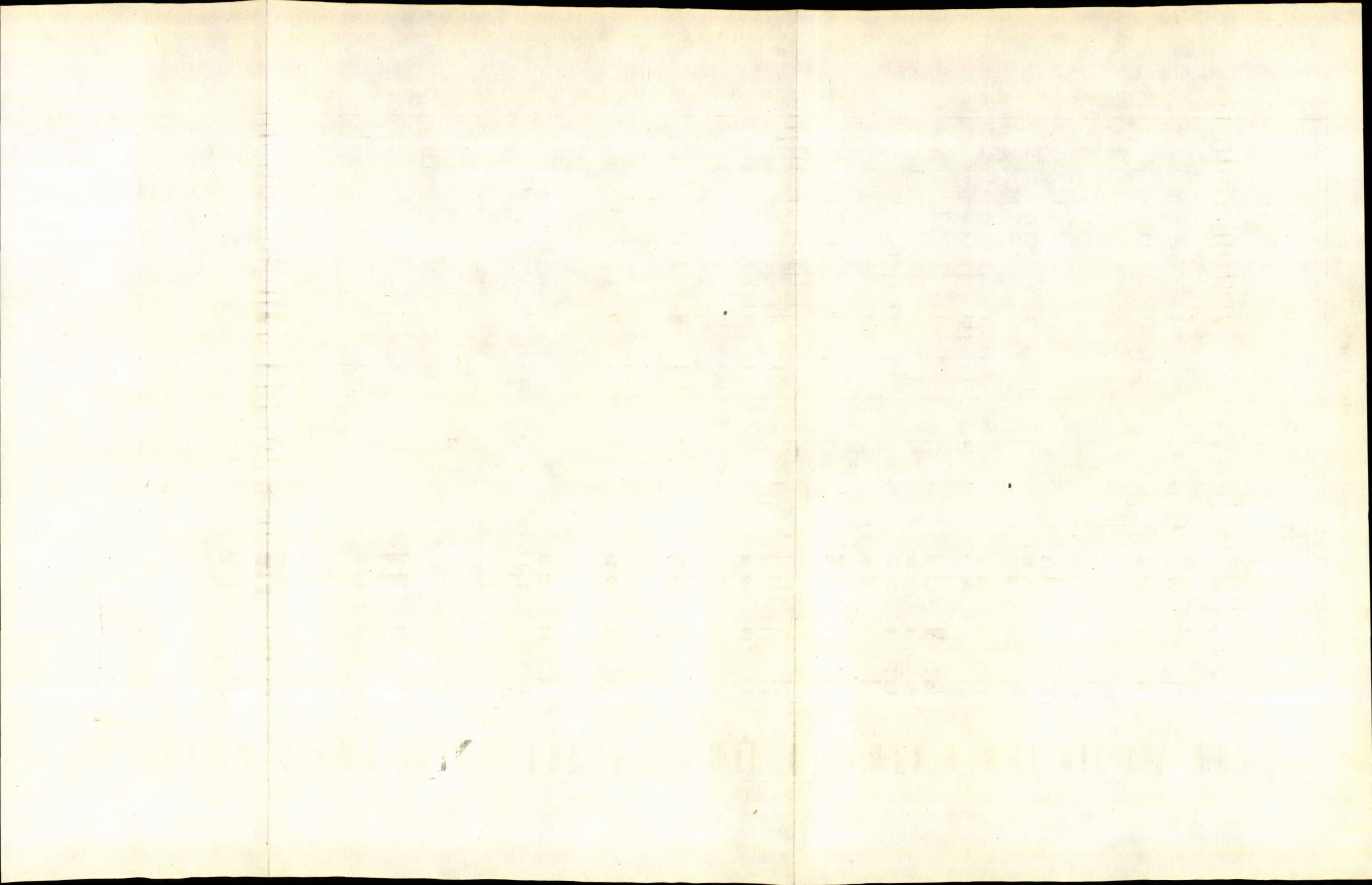
Bystrická (1963) za význačný pre spodný paleocén považuje *Discoaster gemmeus* Stradner. *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel sa začína objavovať až vo vrchnej časti spodného paleocénu. V strednom paleocéne prevláda *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel a charakteristický je tiež *Heliolithus riedeli* Bramlette & Sullivan. *Discoaster gemmeus* Stradner je sporadický. Vrchný paleocén na Slovensku nebol skúmaný.

Spodný eocén nie je všade rovnako rozdeľovaný. Niektorí autori ho rozdeľujú na tri časti, iní na 2. Martini (1959) v SZ Nemecku rozdeľuje spodný eocén na 3 časti. V spodnom eocéne<sub>1</sub> a <sub>2</sub> nannoplankton nie je vyvinutý; spodný eocén<sub>3</sub> obsahuje druhy charakteristické pre spodný eocén s *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette & Riedel) Deflandre, *Discoaster lodoensis* Bramlette & Riedel, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Zygoolithus dubius* Deflandre, atď. V juhozápadnom Francúzsku Martini (1961) rozlišuje v spodnom eocéne spodnú časť s druhmi, vyskytujúcimi sa v paleocéne s *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel. Vrchná časť obsahuje už charakte-

Výskyty nannoplanktonu na lokalite Biskupice.



1-3 flovec (zelený, šedý, hnědý); 4-6 vápnitý flovec (hnědý, šedý mäkký, šedý pevný);  
7-9 pieskovec (hrubo, stredne jemnozrnný); 10-pelosiderit.



ristický spodnoeocénny druh *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlett & Riedel) Deflandre, *Micrantholithes inaequalis* Martini a *Discoaster stradneri* Martini.

Spodnú časť spodného eocénu s *Discoaster multiradiatus* Bramlette & Riedel nachádzajú Brönnimann & Stradner (1960) na Kube. Doprovodné druhy sú *Marthasterites contortus* (Stradner) Deflandre, *Marthasterites bramlettei* Brönnimann & Stradner a *Marthasterites riedeli* Brönnimann & Stradner. Spoločenstvo s *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette & Riedel) Deflandre a *Discoaster lodoensis* Bramlette & Riedel bez *Discoaster multiradiatus* popisujú zo strednej časti spodného eocénu. Vrchná časť spodného eocénu až stredný eocén je význačná bohatým rozvojom nannoplanktonu.

Spodný eocén Kalifornie, popisovaný Bramlette & Sullivanom (1961) s hojným zastúpením *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette & Riedel) Deflandre odpovedá európskemu spodnému eocénu. Z význačných doprovodných druhov uvádzajú *Chiphragmalithus calatus* Bramlette & Sullivan, *Discoaster diastypus* Bramlette & Sullivan a *Rhabdosphaera truncata* Bramlette & Sullivan.

Na Slovensku pre spodný eocén doložený mikrofaunou je charakteristický v spodnej časti druh *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette & Riedel) Deflandre, ku ktorému vyššie pristupuje *Discoaster lodoensis* Bramlette & Riedel. Bohato sa začína rozvíjať discoasteridná zložka, ktorá v strednom eocéne nadobúda značného rozvoja.

V strednom eocéne nastáva najväčší rozvoj nannoplanktonu; všeobecne celý stredný eocén je charakterizovaný v Európe (Martini 1959–1961; Stradner 1962; Bystrická 1965) druhmi *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel a braarudosphaerami. Pre strednú časť je charakteristické značné zastúpenie druhov *Braarudosphaera bigelovi* Deflandre, *Micrantholithus vesper* Deflandre a *Micrantholithus flos* Deflandre; pre vrchnú časť ubúdanie druhov. Stále prevládajú *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Zycolithus dubius* Deflandre, *Discoaster saipanensis* Braml. & Riedel, *Discoaster lodoensis* Braml. & Riedel, *Braarudosphaera bigelovi* Deflandre, ale v menšom množstve. Ostatné druhy sú sporadické, alebo úplne chýbajú. V Kalifornii Bramlette & Sullivan (1961) charakterizujú stredný eocén druhmi *Coccolithus expansus* Braml. & Sullivan, *Discolithus distinctus* Bramlette & Sullivan, *Discolithus panarium* Deflandre, *Discoaster nonaradiatus* Klumpp, *Discoaster sublodoensis* Bramlette & Sullivan, vo vyšších častiach v jednotke 5 *Discolithus exilis* Bramlette & Sullivan, *Discolithus fimbriatus* Bramlette & Sullivan a *Rhabdosphaera inflata* Bramlette & Sullivan.

Vrchný eocén sa podľa Martiniho (1959) v západnom Nemecku rozdeľuje na dve časti. Pre spodnú časť je charakteristický *Discoaster crassus* Martini a hojné *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Braarudosphaera bigelovi* Deflandre a *Zycolithus dubius* Deflandre, pre vrchnú časť *Istmolithus recurvus* Deflandre.

V JZ Francúzsku v bartone Martini (1961) popisuje asociácie bohaté na *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok a *Braarudosphaera bigelovi* Deflandre a porovnáva ich s nemeckým spodným vrchným eocénom. Podľa Brönnimanna a Stradnera vrchný eocén Kuby (zóna Jacobo) obsahuje hojne *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, pričom ostatná nannofauna je veľmi zle zachovaná. V Yazzo formácii Mississippi vrchný eocén podľa Levina (1965) charakterizuje druh *Istmolithus recurvus* Deflandre; bohato sú zastúpené coccolity a z discoasteridných druhov *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, *Discoaster gemmifer* Stradner, *Discoaster distinctus* Martini, atď.

Stradner (1964) v Rakúsku pre vrchný eocén považuje za vedúce druhy *Istmolithus recurvus* Deflandre a *Zycolithus aureus* Stradner. Výrazná je hlavne prevaha coccolitov nad discoasteridami. Z coccolitov sú zastúpené hojne *Coccolithus eopelagicus* (Bram-

lette & Riedel) Stradner, *Coccolithus placomorphus* Kamptner a *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre; z discoasterid *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, *Discoaster tani tani* Bramlette & Riedel a *Trochoaster simplex* Klumpp.

Na Slovensku pre vrchný eocén je podľa Bystrickej (1964) charakteristická asociácia s *Istmolithus recurvus* Deflandre, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel, *Discoaster tani* Bramlette & Riedel a *Discoaster trinus* Stradner. Rozdelenie vrchného eocénu, podobne ako v Nemecku na spodnú a vrchnú časť na základe nannoplanktonu nebolo možné.

### Lokalita Biskupice

Zlínske vrstvy lokality Biskupice obsahujú bohaté spoločenstvo nannoplanktonu, ktorý zväčša pozostáva z pravých coccolitov. Doterajšia metóda odberu materiálu je nevhodná pre výskum nannoplanktonu v závislosti na type horniny. Jeho rozmiestnenie v cykle je opačné ako u mikrofauny. Mikrofauna je najbohatšie nahromadená v najvrchnejšej časti tretieho elementu cyklu, nannofauna na konci druhého elementu cyklu, hoci takmer všetky váp. ílovce obsahujú početnú nannofaunu. Pomer sterilných vzoriek k pelitom vidíme z týchto údajov: z 84 vzoriek 24 bolo sterilných. Zo 16 vzoriek ílovcov (19,5 %) bolo 10 vzoriek (62,5 %) sterilných. Z vápnitých ílovcov sa odobralo 66 vzoriek (80,5 %), z čoho 14 (21,2 %) bolo sterilných.

Nannoplankton v zlínskych vrstvách na lokalite Biskupice zastupujú početné druhy. Za autochtónne môžeme považovať z pravých coccolitov *Discolithus fimbriatus* Bramlette & Sullivan, *Coccolithus crassus* Bramlette & Sullivan, *C. grandis* Bramlette & Riedel, *C. eopelagicus* (Bramlette & Riedel) Stradner, *C. placomorphus* Kamptner, *Zygo-lithus dubius* Deflandre, hlavne podľa početného zastúpenia v priebehu celého profilu. Druhy čelade *Braarudosphaeridae* sú zastúpené len ojedinele. Vo väčšom množstve v spodnej časti profilu nachádzame *Clathrolithus spinosus* Martini, známy zo spodného až stredného eocénu. Druhy čelade *Discoasteridae* sú stratigraficky najcennejšie. Hoci medzi nimi nachádzame veľké množstvo redeponovaného materiálu, i tak podľa priebežnosti a početnosti môžeme určiť charakteristické druhy. Početnejšie sú hlavne *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok a *Discoaster germanicus* Martini. Priebežne v celom profile nachádzame *Discoaster distinctus* Martini, *D. saipanensis* Bramlette & Riedel, *D. deflandrei* Bramlette & Riedel. Charakteristické druhy pre vrchný eocén *Istmolithus recurvus* Deflandre a *Discoaster crassus* Martini nachádzame len ojedinele, úlomkovite; nevieme preto, či im môžeme prikladať stratigrafický význam.

## Stratigrafické rozšírenie druhov na lokalite Biskupice

Druh	paleocén	eocén			oligocén
		sp.	str.	vrch.	
1 <i>Discolithus distinctus</i> B. & S.					
2 <i>Discolithus exilis</i> B. & S.					
3 <i>Discolithus fimbriatus</i> B. & S.					
4 <i>Discolithus panarium</i> D.					
5 <i>Discolithus</i> sp.					
6 <i>Zygodithus chiastus</i> B. & S.					
6a <i>Zygodithus concinns</i> M.					
7 <i>Zygodithus cf. distentus</i> B. & S.					
8 <i>Zygodithus dubius</i> D.					
9 <i>Zygrhablithus bijugatus</i> D.					
10 <i>Zygrhablithus simplex</i> B. & S.					
11 <i>Coccolithus consuetus</i> B. & S.					
12 <i>Coccolithus crassus</i> B. & S.					
13 <i>Coccolithus eopelagicus</i> (B. & R.) St.					
14 <i>Coccolithus grandis</i> B. & R.					
15 <i>Coccolithus placomorphus</i> K.					
16 <i>Coccolithus solitus</i> B. & S.					
17 <i>Coccolithus</i> sp.					
18 <i>Coccolithus staurion</i> B. & S.					
19 <i>Braarudosphaera bigelovi</i> B. & R.					
20 <i>Braarudosphaera discula</i> B. & R.					
21 <i>Micrantholithus</i> sp.					
22 <i>Chiphragmalithus quadratus</i> B. & S.					
23 <i>Clathrolithus ellipticus</i> D.					
24 <i>Clathrolithus spinosus</i> M.					
25 <i>Discoaster aff. aster</i> B. & R.					
26 <i>Discoaster barbadiensis</i> T. S. H.					
27 <i>Discoaster binodosus binodosus</i> M.					
28 <i>Discoaster cf. binodosus</i> M.					
29 <i>Discoaster binodosus hirundinus</i> M.					
30 <i>Discoaster aff. crassus</i> M.					
31 <i>Discoaster deflandrei</i> B. & R.					
32 <i>Discoaster aff. delicatus</i> B. & S.					
33 <i>Discoaster distinctus</i> M.					
34 <i>Discoaster aff. distinctus</i> M.					
35 <i>Discoaster elegans</i> B. & S.					
36 <i>Discoaster falcatus</i> B. & S.					
37 <i>Discoaster florens</i> By.					
38 <i>Discoaster germanicus</i> M.					
39 <i>Discoaster challengerii</i> B. & R.					
40 <i>Discoaster lenticularis</i> B. & S.					
41 <i>Discoaster lodoensis</i> B. & S.					
42 <i>Discoaster mediosus</i> B. & S.					
43 <i>Discoaster mirus</i> D.					
44 <i>Discoaster multiradiatus</i> B. & R.					
45 <i>Discoaster plebeius</i> M.					
46 <i>Discoaster saipanensis</i> B. & R.					
47 <i>Discoaster aff. splendidus</i> M.					
48 <i>Discoaster</i> sp.					
49 <i>Marthasterites tribrachiatum</i> (B. & R.) D.					
50 <i>Discoaster trinus</i> St.					
51 <i>Istmolithus claviformis</i> B. & S.					
52 <i>Istmolithus recurvus</i> D.					
53 <i>Nannoletaster staurophorus</i> (G.)					
54 <i>Marthasterites bramlettei</i> B. & S.					
55 <i>Coranullus (Nannoconus) germanicus</i> St.					
56 drobné coccolity					

## Porovnanie nannofauny s blízkymi asociáciami

Pri skúmaní nannoplanktonu väčšia stratigrafická hodnota sa prikladá discoasteridnej zložke, na ktorej spočíva stratigrafické členenie paleogénu. Zlínske vrstvy lokality Biskupice majú prevahu pravých coccolitov; discoasteridná zložka je značne chudobná. Tento jav považuje Martini (1959) v SZ Nemecku za dôležitý znak pre spod. vrchný eocén, ktorý odpovedá nášmu najvyššiemu strednému eocénu. Aj početnejšie zastúpenie druhu *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Discoaster germanicus* Martini, *Zycolithus dubius* Deflandre a výskyty druhov *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel, *D. distinctus* Martini, *D. deflandrei* Bramlette & Riedel umožňujú porovnať naše vrstvy s Martiniho spodným vrchným eocénom. Ojedinelé výskyty druhu *Istmolithus recurvus* nachádza Martini (1961) v bartone v JZ Francúzsku; výskyty tohto druhu s autochtónnymi *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok podľa Martiniho vylučujú zaradenie k najvyššiemu eocénu. Hojné nahromadenie druhov *Braarudosphaera bigelovi* Deflandre, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, ktoré by umožňovali porovnanie s bartonskými spoločenstvami JZ Francúzska a tým i so strednou časťou vrchného eocénu SZ Nemecka, na lokalite Biskupice nenachádzame.

Stradner (1962) z Istrie popisuje spoločenstvo, ktoré hlavne svojím obsahom [*Coccolithus eopelagicus* (Bramlette & Riedel) Stradner, *C. placomorphus* Kamptner, *C. grandis* Bramlette & Riedel] pripomína asociácie lokality Biskupice. Aj discoasteridné zloženie je veľmi príbuzné, i keď asociácie sú na *Discoasteridea* bohatšie (*Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *D. distinctus* Martini, *Zycolithus dubius* Deflandre). Stradner tieto asociácie považuje za vyššie ako spodnoeocénne, ale za nižšie ako vrchný eocén (pod asociáciami s *Istmolithus recurvus*). Veľmi dobré porovnanie poskytujú materiály z vrchného eocénu Rakúska (Stradner 1964). Z coccolitov, ktoré majú naprostú prevahu, najdôležitejšie sú *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette & Riedel) Stradner a *C. placomorphus* Kamptner. *Zyghrablithus bijugatus* Deflandre, hojný v Rakúsku, sa v našich vzorkách objavuje len ojedinele. Discoasteridná zložka je zastúpená len málo. Z dôležitejších druhov Stradner uvádza *Discoaster tani* Bramlette & Riedel, *D. saipanensis* Bramlette & Riedel a *Trochoaster simplex* Klumpp. Za vedúce druhy považuje *Istmolithus recurvus* Deflandre a *Zycolithus aureus* Stradner, typické pre vrchný eocén.

Takmer zhodné asociácie s našimi (čo sa týka zastúpenia discoasteridnej zložky) popisuje Bystrická (1964) z magurského flyša na Slovensku. Zastúpenie *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *D. saipanensis* Bramlette & Riedel, *D. deflandrei* Bramlette & Riedel je obdobné ako aj ochudobnený výskyt čelade *Braarudosphaeridae*.



Nannoplankton na lokalite Biskupice dovoľuje porovnať naše asociácie s asociáciami širokého stratigrafického rozpätia (najvyšší stredný eocén až vrchný eocén). Najbližšie (čo sa týka druhového zastúpenia) sú mu asociácie vrchného eocénu, i keď v našich materiáloch nenachádzame druhy označované ako vedúce pre tento stupeň.

*Ústredný ústav geologický  
pracovisko Brno*

#### LITERATÚRA

- [1] Bouché P.: Nannofossiles calcaires du lutétien du Bassin de Paris. *Revue de Micropaleontologie* 5,2, Paris, 1962. — [2] Benešová E.—Hanzlíková E.: Orientation Study of Fossil Flagellata in the Czechoslovak Carpathians. *Věstník ÚÚG*, XXXVII., 2/1962. — [3] Bramlette M. N.—Riedel W. R.: Stratigraphic Value of Discoaster and Some Others Microfossils Related to Recent Coccolithophores. *J. Paleontol.* 28, 1954. — [4] Bramlette M. N.—Sullivan F. R.: Coccolithophorids and Related Nannoplankton of the Early Tertiary in California. *Micropaleontology* 7,2, New York, 1961. — [5] Brönnimann P.—Stradner H.: Die Foraminiferen und Discoasteridenzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. *Erdöl-Ztschr.*, 76, 10, 1960. — [6] Bystrická H.: Die Untereozän-Coccolithophoridae (Flagellata) des Myjavaer Paläogens. *Geol. sbor. Slov. akad. vied*, 14, 2, Bratislava, 1963. — [7] Bystrická H.: Les Coccolithophoridés (Flagellata) de l'Éocène supérieur de la Slovaquie. *Geol. sbor. SAV*, Bratislava, 1964. — [8] Bystrická H.: Der stratigraphische Wert von Discoasteriden im Paleogen der Slowakei. *Geol. sbor. Bratislava*, XVI., 1, 1965. — [9] Bystrická H.: Zpráva o vyhodnotení vápnitého nannoplanktonu z vrtných a povrchových vzorkov paleogénu. *Geofond GÚDŠ*, In. č. 15670, 1966. — [10] Hay W. W., Schaub H. W.: Discoasterids from the Schlierenflysch. Switzerland. *Bull. géol. Soc. Amer.*, 71, 12, 1960. — [11] Levin H. L.: Coccolithophoridae and Related Microfossils from the Yazoo Formation (Eocene) of Mississippi. *Journ. of Paleontol.* 39, 2, 1965. — [12] Mainvit H.: Contribution á l'étude de Coccolithes de l'Eocène. *Publ. Lab. Géol. Appl. Univ. d'Alger*, 1959. — [13] Martini E.: Discoasteriden und verwandte Formen im NW-Deutschen Eozän (Coccolithophoridae). *Senck. leth.* Bd. 39, No. 5/6, 1958. — [14] Martini E.: *Pemma angulatum* und *Micrantholithus basquensis*, zwei neue Coccolithophoriden-Arten aus dem Eozän. *Senck. leth.* 40, 1959. — [15] Martini E.: Der stratigraphische Wert von Nannofossilien im Nordwestdeutschen Tertiär. *Erdöl u. Kohle*, 12, 1959. — [16] Martini E.: Nannoplankton aus dem Tertiär und der obersten Kreide von SW-Frankreich. *Senck. leth.* 42, 1961. — [17] Martini E., Stradner H.: Nanotetraster, eine stratigraphisch bedeutsame neue Discoasteridengattung. *Erdöl-Ztschr.* 76, 8, 1960. — [18] Stradner H.: Über das fossile Nannoplankton des Eozän-Flysch von Istrien. *Verhandl. d. geol. Bundesanst.*, 2, 1962. — [19] Šamraj I. A., Lazareva E. P.: Paleogenovyje Coccolithophoridae i ich stratigrafičeskoje značeniye. *Dokl. AN SSSR*, 108, 4, 1966.

FELICITAS JURÁŠOVÁ

#### COCCOLITHOPHORIDA (FLAGELLATA) VOM FUNDORTE BISKUPICE

Die vorliegende Arbeit soll zur besseren Erkenntnis des Nannoplanktons in den Zlíner Schichten (Vsetín-Fazies) der Rača-Einheit vom Magura-Flysch beitragen. Insgesamt wurden zu diesem Zweck 84 Proben analysiert, davon 61 Proben der kalkigen Tone

(II EC = das zweite Element des Zyklus im Sinne N. B. Vassoevic 1948) und 23 Proben der kalkfreien Tone (III. Element des Zyklus).

Die untersuchten Zliner Schichten enthalten auf dem Fundorte Biskupice eine reiche Nannoplanktonvergesellschaftung, vertreten überwiegend durch echte *Coccolithe*. Die Verbreitung des Nannoplanktons weist eine entgegengesetzte Tendenz gegenüber der Mikrofauna auf. Während die letztere in den höchsten Lagen des dritten Elements des Zyklus am meisten verbreitet ist, kommt Nannoplankton gegen Ende des zweiten Elements vor, wenn auch fast alle Mergel eine reiche Nannofauna enthalten.

Von 84 Proben waren insgesamt 24 steril, davon 10 Proben (62,5 %) aus Tonen; von den 66 Proben der kalkigen Tone waren lediglich 14 (21,2 %) steril.

Als autochthone Arten können wir *Discolithus fimbriatus*, *Coccolithus crassus*, *C. grandis*, *C. eopelagicus*, *C. placomorphus*, *Zycolithus dubius* (besonders wegen ihres reichen Vorkommens im ganzen Profil), bezeichnen. Die Arten der Gattung *Braarudosphaeridae* sind nur vereinzelt anwesend; zahlreicher erscheinen in tieferen Lagen Vertreter des *Clathrolithus spinosus*, der aus Unter und Mitteleozän bekannt ist. *Discoasteridae* sind stratigraphisch am wertvollsten. Wenn auch dazwischen zahlreiches redeponiertes Material vertreten ist, können wir (nach Häufigkeit) einige charakteristischen Arten feststellen. Reicher sind hauptsächlich *Discoaster barbadiensis* und *D. germanicus* vertreten; im ganzen Profil finden wir *D. distinctus*, *D. saipanensis* und *D. deflandrei*. Für Obereozän charakteristische Arten *Istmolithus recurvus* und *Discoaster crassus* finden wir lediglich in Fragmenten; daher können wir nicht entscheiden, ob sie da eine stratigraphische Bedeutung haben.

Im allgemeinen kann man aber unsere Nannoplanktonfunde von Biskupice mit Vergesellschaftungen einer ziemlich breiten stratigraphischen Spannweite (höchstes Mitteleozän bis Obereozän) vergleichen.

Der Arbeit sind übersichtliche Verzeichnisse der Nannoplanktonfunde wie auch Aufzeichnungen der bedeutenderen Arten beigegeben.

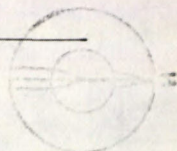
## Vysvetlivky k tabulkám XV — XVI

### Tabulka XV

Obr. 1. *Discolithus exilis* Bramlette & Sullivan. — Obr. 2. *Discolithus fimbriatus* Bramlette & Sullivan. — Obr. 3. *Zycolithus chiastus* Bramlette & Sullivan. — Obr. 4. *Zycolithus cf. distentus* Bramlette & Sullivan. — Obr. 5. *Zycolithus dubius* Deflandre. — Obr. 6. *Zygrhablithus bijigatus* Deflandre. — Obr. 7. *Coccolithus crassus* Bramlette & Sullivan. — Obr. 8.—9. *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette & Riedel) Stradner. — Obr. 10. *Coccolithus grandis* Bramlette & Riedel. — Obr. 11. *Coccolithus placomorphus* Kamptner.

### Tabulka XVI

Obr. 1. *Coccolithus solitus* Bramlette & Sullivan. — Obr. 2. *Braarudosphaera bigelovi* Deflandre. — Obr. 3. *Braarudosphaera discula* Bramlette & Riedel. — Obr. 4.—5. *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok. — Obr. 6. *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel. — Obr. 7. *Discoaster distinctus* Martini. — Obr. 8. *Discoaster germanicus* Martini. — Obr. 9. *Discoaster plebeius* Martini. — Obr. 10. *Discoaster saipanensis* Bramlette & Riedel. — Obr. 11. *Marthasterites tribrachiatus* Bramlette & Riedel. — Obr. 12. *Discoaster trinus* Stradner. — Obr. 13. *Istmolithus recurvus* Deflandre. (úlomok) — Obr. 14. *Coramullus (Nannoconus) germanicus* Stradner.



VIERA GAŠPARÍKOVÁ—JÁN SLÁVIK

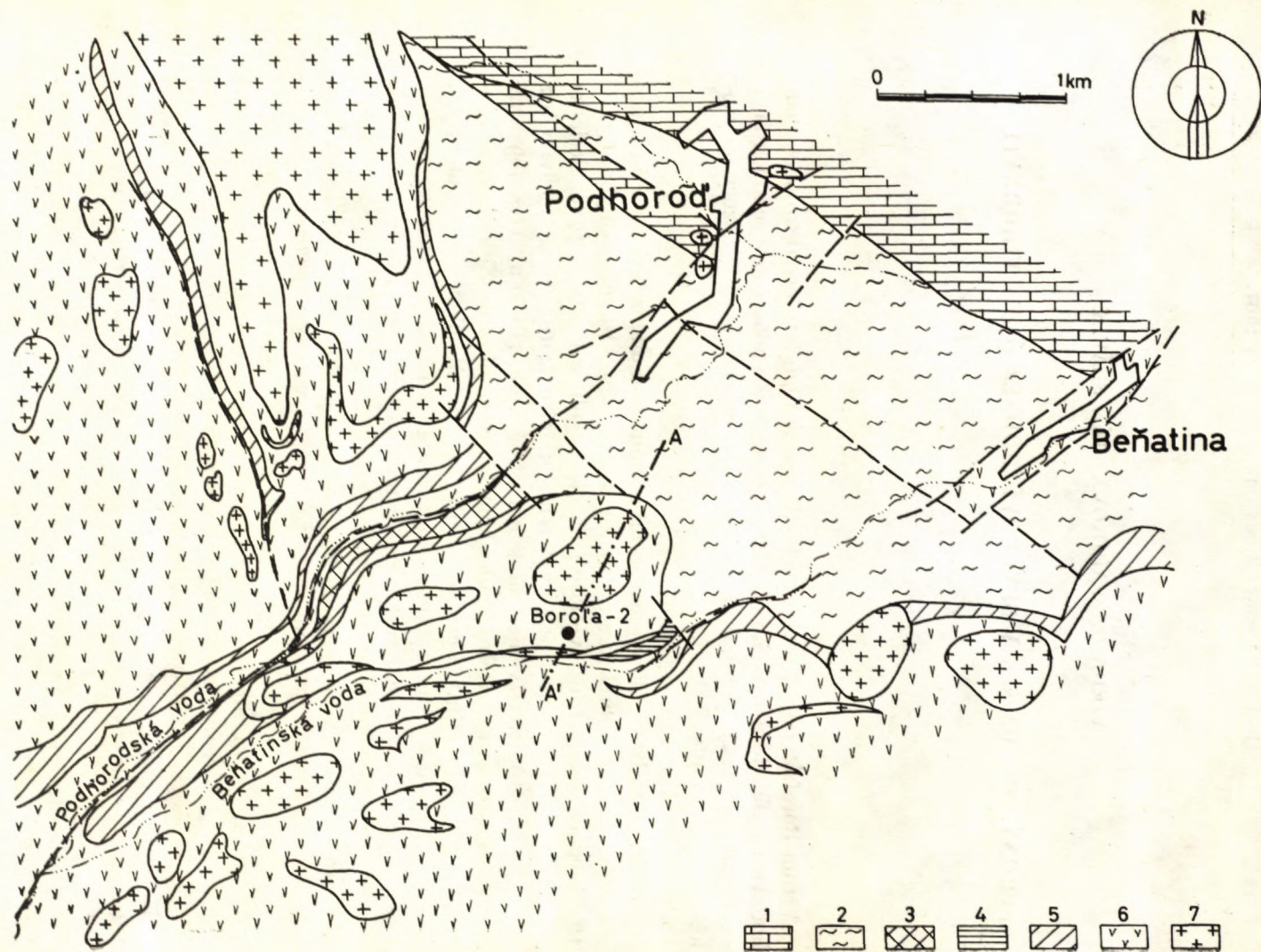
## SPODNÝ TORTÓN s. l. V SEVEROVÝCHODNEJ ČASTI VIHORLATU

Vrtom Borola 2 bolo v severovýchodnej časti Vihorlatu neďaleko obce Podhorod asi 3 km od štátnych hraníc s SSSR zachytené vulkanické a sedimentárne súvrstvie (obr. 1, 2), čo umožnilo podstatne spresniť doterajšie názory na geologickú stavbu tejto oblasti.

Profil vrtu Borola 2 je tento:

- 0—18 m hrdzavé hliny s balvanmi a úlomkami andezitov, prechádzajúce do tufobrekcií a andezitov s textúrami kĺzavého pohybu,
- 18—140,5 m jemnozrnné svetlosivé až biele ryolitové tufy, v prvej desiatke metrov zvetrané na ílovito-sklovitú zmes, hlbšie masívne bez stôp zvrstvenia. Sú jemnozrnné s aleuritickou veľkosťou zrna a zanedbateľným obsahom šupiniek biotitu. Najspodnejšia poloha (3 m) je hrubozrnnějšía (veľkosť úlomkov pemzy do 3 mm), s častejším výskytom biotitu a s úlomkami tmavozelených ílov, s sivastozelenkavé, pevné jemne piesčité, slienité ílovité bridlice črepinovitého rozpadu,
- 140—174 m v íloch sa objavujú hojné valúny a úlomky paleogenných pieskovcov (až 4 cm veľké); úlomky a valúny vápencov sa nenašli. Ide o bazálny tortónsky zlepenec,
- 174—191 m v íloch sa objavujú hojné valúny a úlomky paleogenných pieskovcov (až 4 cm veľké); úlomky a valúny vápencov sa nenašli. Ide o bazálny tortónsky zlepenec,
- 191—200 m nepravidelné úlomky a balvany pieskovcov, uložené v hrdzavoškvrnatej spevnenej piesčito-ílovitej hline. Fosílna sutiny (delúvia ?) na paleogénnom reliéfe.

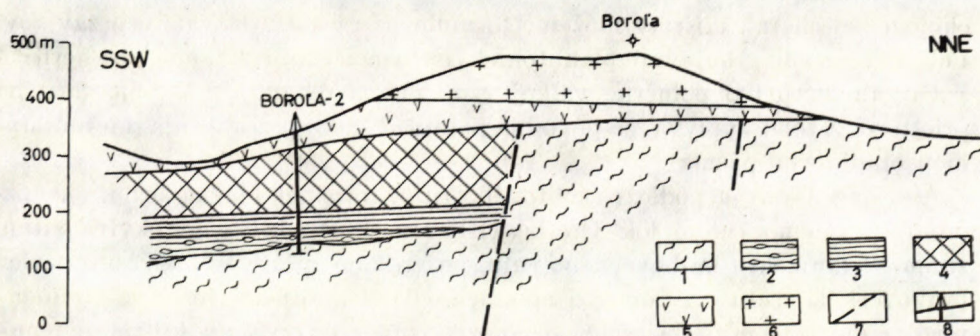
Nález ílov miocenného typu na severe vulkanitov Vihorlatu ovplyvňuje predstavu o paleogeografickom a tektonickom vývoji na pomedzí západných a východných Karpát. Preto boli slienito-ílovité bridlice z hĺbky 140—191 m mikropaleontologicky preskúmané a určená ich príslušnosť k spodnému tortónu (s. l.).



Názory o prítomnosti spodného tortónu vo východoslovenskom miocéne sa často menili. Spodnotortónsku mikrofaunu, určenú Hanzlíkovou (in Menčík 1953), Slávikovou (in Žurek 1954), Bystrickou (1954) a Daniheľovou (1954) revidovali Buday a Cicha (1956) a pričlenili k vrchnému tortónu. Na základe výskumov v severnej časti panvy Cicha & Kheil (1960) sa priklonili k pôvodnému začleneniu vrstiev a tak v zmysle novších interpretácií (Cicha—Kheil—Tejkal 1965; Buday—Cicha—Seneš 1965) sa toto súvrstvie považuje za lanzendorfskú sériu — teda spodný tortón s. l.

Mikrofauna nami prevrtaného pelitického horizontu je mimoriadne bohatá. Veľmi hojne je zastúpená predovšetkým planktonická zložka s prevahou zástupcov rodov *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia* a *Orbulina*. Ojedinelé bentonické foraminifery patria hlavne čeladi *Nodosariidae* a *Buliminidae*. Do hĺbky 187,00 m je súvrstvie pelitov litologicky i faunisticky jednotné, s dokonale vyvinutou a zachovanou mikrofaunou. Zhoršené životné podmienky sa odzrkadľujú na spoločenstvách foraminifer z hĺbky 187,00—196,00 m.

Z planktonu v študovaných mikroasociáciách vrtu Boroľa 2 sa určili druhy: *Globorotalia foshi barisanensis* Le Roy, *Gl. scitula* (Brady); *Turborotalia mayeri* (Cushman—Ellisor), *Globigerina bulloides* Orbigny, *G. concinna* (Reuss), *G. diplostoma* Reuss, *G. opinata* Pischwanova; *G. praebulloides* Blow, *G. tarchanensis* Subbotina & Chutzieva, *Globigerinoides bisphaericus* Todd, *Glob. immaturus* Le Roy, *Glob. obliquus* Bolli, *Glob. rubrus* (Orbigny), *Glob. trilobus* (Reuss), *Globoquadrina altispira* (Cushman—



Obr. 2. Geologický profil okolím vrtu Boroľa 2. Vysvetlivky: 1. centrálno-karpatský paleogén, 2. bazálne zlepence spodného tortónu s.l., 3. morský spodný tortón s.l., 4. ryolitové tufy, 5. andezitové aglomeráty, 6. andezity, 7. zlomy, 8. vrt.

Obr. 1. Geologická mapka okolia vrtu Boroľa 1. Vysvetlivky: 1. bradlové pásmo, 2. centrálno karpatský paleogén, 3. ryolitové tufy, 4. sedimentárny miocén, 5. andezitové tufy, 6. andezitové aglomeráty, 7. pyroxenické andezity.

Jarvis), *G. quadraria* (Cushman—Applin), *Orbulina biloba* (Orbigny), *O. suturalis* Bronnimann, *O. transitoria* (Blow), *O. universa* Orbigny.

Bentos zastupujú ojedinelé, nedokonale vyvinuté foraminifery ako: *Robulus calcar* (Linnaeus), *R. cultratus* (Montfort), *Bulimina* cf. *elongata* Orbigny, *B. pupoides* Orbigny, *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turnovsky, *U. pygmoides* Papp et Turnovsky, *Bolivina hebes* Macfadyen, *Nonion* sp. V mikroasociáciách priebežne vystupujú *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *Orbulina suturalis*, *Globorotalia foshi barisanensis* a *Turborotalia mayeri*.

Podľa mikrofaunistických spoločenstiev skúmané pelitické súvrstvie môžeme stratigraficky začleniť do spodného tortónu s. l. s prevahou teplomilného planktónu. Čelaď *Nodosariidae* zastupujú len *Robulus calcar* a *R. cultratus*, ktoré sú reliktnami spodnej časti lagenidovej zóny (Špička—Zapletalová 1965). Druh *Planulina wuellerstorfi*, hojný v spoločenstvách tohto typu, sme u nás nezistili.

V mikrospoločenstvách chýba väčšina bentonických druhov, typických pre lagenidový obzor; zastúpený je však dokonale vyvinutý planktón, ktorý svedčí o pokročilej transgresii a o tom, že spoločenstvá odpovedajú vyššej časti spodného tortónu s. l.

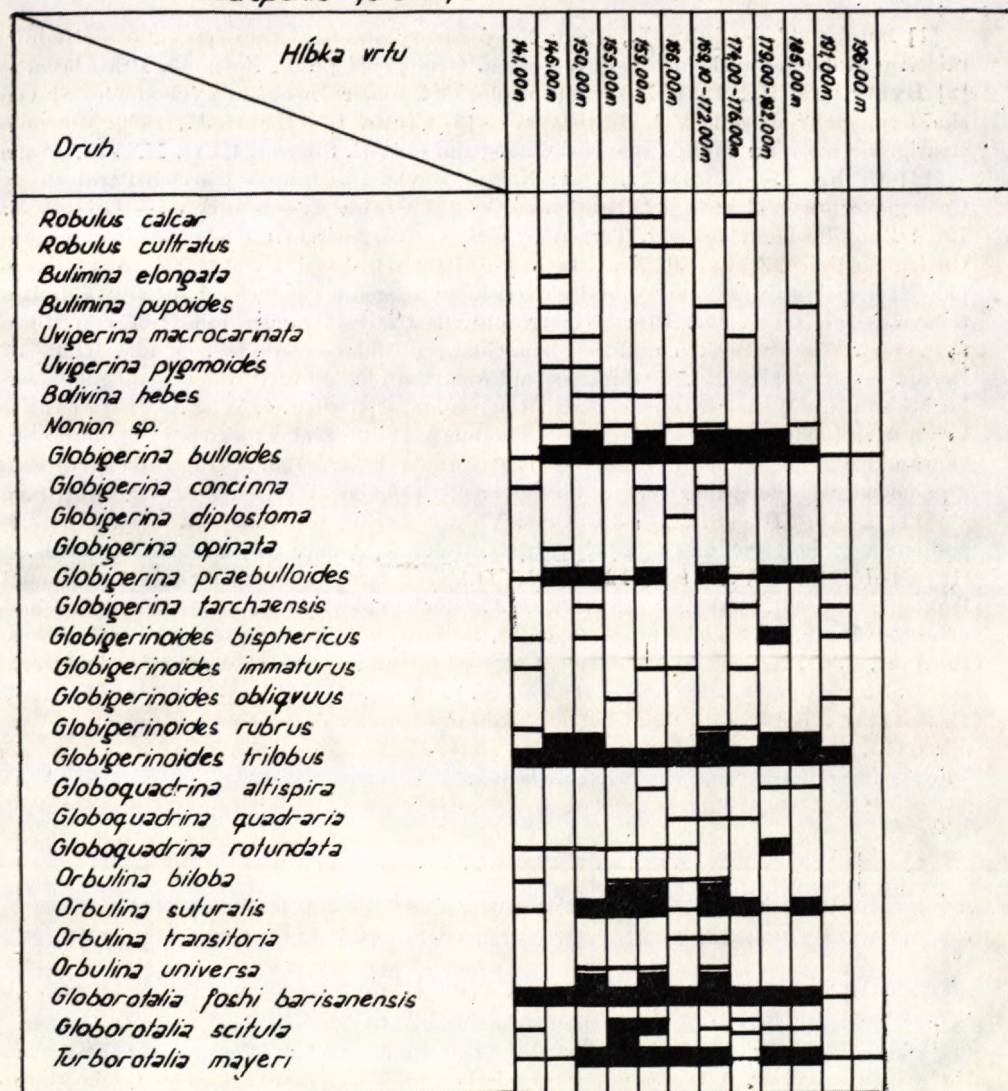
Mikrospoločenstvá z vrhu Borola 2 poukazujú na to, že tu boli optimálne podmienky pre rozvoj planktonických foriem, resp. dobré spojenie so širým morom; salinita presahovala 30 ‰ a teplota vody okolo 20—22 °C. Takéto prostredie charakterizuje spoločenstvá hlbšieho neritika až plytkého batyálu.

Na základe zistenia spodného tortónu v tejto oblasti a ich stratigraficko-ekologickej charakteristiky môžeme formulovať niekoľko závažných záverov. Pelitický vývoj s hojnými planktonickými asociáciami z pomedzia neritika a batyálu svedčí o pomerne veľkej vzdialenosti od okraja sedimentačného priestoru. Z toho vyplýva, že pôvodná pobrežná čiara presahovala dnešnú hranicu bradlového pásma.

Asociácia fauny v podloží ryolitového tufu, totožného štruktúrou, chemizmom i pozíciou s tufom lok. Oreské (Slávik 1964), ktorý je ekvivalentom známeho horizontu hraboveckého tufu, potvrdzuje správnosť názoru o pozícii hraboveckého tufu na pomedzí spodného (lanzendorfskej série) a vrchného tortónu s. l., začínajúceho zónou so *Spiroplectammia carinata*, ktorý pre regionálnu koreláciu môže slúžiť ako vedúci horizont.

Veľký význam má aj zistenie, že spodný tortón sa vyskytuje pod vulkanitmi Vihorlatu, čo sa doteraz nepredpokladalo. Potvrdil sa aj paleogeografický význam priečneho vihorlatského lineamentu (Leško—Slávik 1966), ktorý zrejme podmienil prenik spodnotortónskeho sedimentačného priestoru na sever, zatiaľ čo západnejšie je spodný tortón obmedzený v podstate líniou, spojujúcou južný okraj útržkov ružbaško-humenského mezozoika. Zistenie,

Zastúpenie foraminifer vo vrte Boroľa-2 (141,00-196,00 m)



— 1-6 exemplárov    ■ 6-20 exemplárov    ■ 20-100 exemplárov

Obr. 3. Výskyt foraminifer vo vrte Boroľa 2 (z hĺbky 141,00-196,00 m).

že horizont hraboveckého tufu pokračuje na Zakarpatskú Ukrajinu, umožní podrobnejšie riešiť vzťah medzi mohutným komplexom danilovských tufov a hraboveckým tuftom.

## LITERATÚRA

- [1] Buday T.—Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafiu spodného a stredného miocenu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geologické práce, Zošit 43, Bratislava. — [2] Bystrická H., 1954: Mikropaleontologické pomery neogénu východného Slovenska. Geologický sborník, V/1, Bratislava. — [3] Cicha I.—Kheil J., 1960: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské zneogénnej oblasti. Sborník ÚÚG, XXVII, Praha. — [4] Cicha I.—Kheil J., 1961: Nástin korelace tortonu v pánvích Paratethydy. Geologické práce, Zprávy 22, Bratislava. — [5] Cicha I.—Kheil J.—Tejkal J., 1965: Zum Problem des sog. Torton in den westkarpatischen Becken (Mittelmiozän). Geologické práce, Zprávy 36, Bratislava. — [6] Danihelová H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume východoslovenského neogénu. Geologický sborník V/1, Bratislava. — [7] Grill R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. Öl und Kohle 37, Berlin. — [8] Grill R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichsamts. f. Bodenf. 6, Wien. — [9] Hanzlíková E., 1953: Mikrobiostratigrafické zhodnocení některých vzorků z východního Slovenska. Rukopis; Geofond, Praha. — [10] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [11] Leško B.—Slávik J., 1966: Vplyv priečnej tektoniky na štruktúrne črty pomedzia východných a západných Karpát. Rukopis; Archív GP, Spišská Nová Ves. — [12] Molčíková V., 1962: Ekologické štúdie v tortonu československých Karpát. Rukopis; Geofond, Praha. — [13] Seneš J.—Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [14] Špička V.—Zapletalová I., 1965: K problému korelace a členení tortonu v československé časti vídeňské pánve. Sborník geologických věd, řada G, sv. 8. Praha. — [15] Zapletalová I., 1957: Dnešní stav mikrobiostratigrafického výzkumu tortonu v dolnomoravském úvalu. Věstník ÚÚG, 32, Praha. — [16] Žurek V., 1954: Geologická stavba západní části pohorí Vihorlat. Geologický sborník V/1, Bratislava.

VIERA GAŠPARÍKOVÁ—JÁN SLÁVIK

### ZUM VORKOMMEN DER SCHICHTEN DES UNTERTORTON (LANZENDORFER SERIE) IM NORDÖSTLICHEN TEIL DES VIHORLAT

Am nördlichen Rand des vulkanischen Gebirges Vihorlat in der Ostslowakei wurde in der Bohrung Borola 2 eine Schichtfolge des Untertorton s. l. (Lanzendorfer Serie) und oberhalb dieser ein Horizont der Rhyolithtuffe angebohrt (die dem sog. Hrabovec-Tuffe äquivalent sind). In den untertortonischen Schichten fanden wir eine reiche Mikrofaunenvergesellschaftung (siehe Verzeichnis im slowakischen Text, S. 121), die darauf hindeutet, dass zur Zeit der Ablagerung dieser Schichten der Sedimentationsraum den Charakter des Millieu mit Bedingungen des Neritikum und Bathyal mit optimaler Voraussetzung für die Entwicklung der planktonischen Fauna besass. Stratigraphisch entspricht diese Assoziation dem höheren Untertorton s. l. (Lanzendorfer Serie).

Daraus lässt sich schliessen, dass die Klippenzone zu jener Zeit nicht emporgetaucht war. Der miozäne Sedimentationsraum reichte damals über die Grenzen der Klippenzone; im Untergrund des Vihorlat-Gebirges kam es offensichtlich zu mächtigen blockartigen tektonischen Querbewegungen, die dazu führten, dass der hiesige Sedimentationsraum gegenüber den westlicheren Gebieten viel nördlicher vorstießen konnte.



I. CICHÁ—J. SENEŠ—J. TEJKAL

## NÁVRH NA VYTVORENIE NEOSTRATOTYPOV A TZV. OTVORENEJ CHRONOSTRATIGRAFICKEJ ŠKÁLY

Podnet k nášmu návrhu zavdali ťažkosti, s ktorými sa stretávame najmä v chronostratigrafii a korelácii terciéru. Vyplývajú z nedostatku vhodných, paleontologicky dostatočne charakterizovaných typov a z kritérií pre koreláciu a časové zaradenie hiátov. O týchto problémoch v posledných rokoch diskutovali najmä Burollet (1959), Cicha—Lotsch—Kruttsch—Seneš (1964), Kapounek—Papp—Turnovský (1960), Reiss (1966), Seneš (1958), Sigal (1964) a ďalší.

Snahou stratigrafov je definovať *náplň existujúcich geochronologických jednotiek* (reprezentujúcich určitý časový úsek v histórii Zeme). Predpokladom toho je, aby sme na paleontologickej báze (štádium fylogenetického vývoja organizmov) vedeli zaradiť sediment do určeného geochronologického úseku. Za tým účelom musíme paleontologicky presne charakterizovať vzory, typy sedimentov, tzv. *stratotypy*. Žiaľ, zatiaľ takéto stratotypy nejestvujú.

Druhá ťažkosť vyplýva z obmedzených možností charakterizovať a vyjadriť hiáty v chronostratigrafickej škále v zmysle litologickom i paleobiologickom. Nové vedecké poznatky samy o sebe tieto ťažkosti neodstránia; bude potrebné zaradiť hiáty do exaktnejšieho chronostratigrafického a geochronologického rámca, s medzinárodnou platnosťou. V súvislosti s tým je potrebné: a) vytvoriť paleontologicky charakterizované neostratotypy; b) riešiť otázku hiátov pomocou tzv. *otvorenej chronostratigrafickej škály*.

### Zásady vypracovania neostratotypov

V najužšej geochronologickej jednotke, reprezentujúcej určitý časový úsek, tzv. stupeň (Étage, Age, Etá, Stufe, jarus) sa stanovili sedimenty, predstavujúce vzor, typ (reprezentanta) predmetného obdobia (stupňa). Nazývajú sa *stratotypy*, ktoré ako vieme, sú z aspektu dnešných nárokov nedokonalé, väčšinou pre stratigrafiu širšieho areálu nepoužiteľné, a to z týchto dôvodov:

[1] Charakterizujú len nepatrne malý úsek daného obdobia, takže často vystihujú len určitý, často atypický moment fylogenetického vývoja organizmov a vývoja sedimentov.

[2] Podávajú paleontologický charakter iba jednej skupiny organizmov v danom období; pritom rôzne stratotypy sú charakterizované navzájom odlišnými skupinami organizmov, takže nejestvuje možnosť sledovať vývoj organickej skupiny, určenej ako ortochronologický ukazovateľ.

[3] Podávajú paleontologický i litologický charakter, výrazný len pre jednu faciú (aj to v jednotlivých stratotypoch odlišné), resp. len pre jednu, teritoriálne ohraničenú bioprovinciu.

Prakticky to znamená, že ekvivalent takého vzoru (typu, stratotypu) spravidla možno hľadať nanajvýš len v tej istej bioprovincii, v tej istej facií a len pri výskyte tých istých fosílnych organizmov. Nemožno ich preto použiť za základ pre vekové začlenenie v širšom areále. Je preto potrebné vytvoriť také nové stratotypy, ktoré odstránia tieto nedostatky (najmä monopaleontologický a monofaciálny charakter), neporušia zásady starých stratotypov a hlavne zásadu, že jedno určité obdobie môže mať len jeden typ. Zvážiac tieto aspekty, navrhujeme vytvoriť neostratotypy *podľa nasledujúceho princípu*:

Monofaciálny charakter starých stratotypov treba bezpodmienečne odstrániť. Spôsob života je a bol v rozličných prostrediach odlišný. Iné bolo paleobiologické zloženie neritického, sublitorálneho alebo lagunárneho prostredia pri normálnej slanosti, iné v brakickom, alebo sladkovodnom prostredí; menilo sa podľa charakteru bývalého substratu etc. Nové stratotypy musia preto *vyjadriť charakter organizmov zo všetkých*, v tom období existujúcich (aspoň základných) facií. To sa dá uskutočniť len tak, že nový stratotyp nebude vypracovaný len z jedného výskytu, z jednej vrstvy, alebo vrstevného komplexu, ale *bude mať svoje typy v každom faciálnom vývoji*. Bude predstavovať okrem svojho holostratotypu i viac faciostratotypov (v zmysle Sigala 1964).

Monopaleontologický charakter starých stratotypov treba tiež odstrániť. Pre každé väčšie geologické obdobie vo vývoji Zeme treba *nájsť skupiny organizmov*, vhodné svojím masovým výskytom, evolučnou schopnosťou a citlivosťou *pre charakterizovanie relatívneho veku*. Tieto skupiny organizmov dávajú základ pre ortochronológiu; ostatné skupiny v návaznosti na základnú skupinu slúžia pre parachronológiu (Schindewolf 1950; Seneš 1964). Výber skupín pre ortochronológiu sa väčšinou uskutočnil už v minulom storočí; napríklad v mezozoiku to boli v zásade amonity, v paleogéne numulity, v neogéne mäkkýše a [icavce. Moderný paleontologický a stratigrafický výskum však zistil aj iné skupiny, často vhodnejšie pre vekové delenie a pre regionálnu koreláciu. Spomenieme len foraminifery, hlavne planktón.

Sme toho názoru, že *zásady ortochronológie* treba zachovať, ale treba *zrevidovať jej platnosť podľa prevahy marinných alebo kontinentálnych superfácií v tom-*

ktorom období [Ortochronologickým ukazovateľom v prevažne marinnom miocéne Európy nemôžu byť kontinentálne cicavce. Na druhej strane zas bentózne mäkkýše tiež nemožno použiť ako rozlišovacie kritérium pre celý miocén; rovnako planktónne foraminifery vzhľadom na svoj výskyt v paleogeograficky izolovaných oblastiach miocénu nie sú vhodné pre ortochronológiu počas celého miocénu]. Výraznú hranicu napr. medzi akvitánom a burdigalom transeurópskej bioprovincie predstavuje rozvoj, resp. imigrácia určitých skupín mäkkýšov, uprostred miocénu. Preto treba dobudovať ortochronológiu na širšom základe a jednotlivé neostratotypy súbežne charakterizovať vývojovým štádiom *aspoň dvoch skupín organizmov*. Ak sa chceme vyhnúť obmedzenému poňatiu ortochronológie, musíme (podobne ako pri odstránení monofaciálneho poňatia neostratotypov) stanoviť v oblasti neostratotypov viac typových lokalít a profilov (môžeme ich nazvať *faciostratotypmi*) a získať tak obraz z viacerých organických skupín (nemožno očakávať, že na jednom faciostratotype sa vyrieši problém fylogenetického štádia organizmov s odlišnými ekologickými vlastnosťami z odlišných živočíšnych skupín).

Monobioprovincionálny charakter neodstráni ani nové stratotypy, hlavne preto, že určité obdobia budeme definovať podľa bentósných organizmov, zloženie ktorých sa mení obyčajne podľa bioprovincií. Tento nedostatok sčasti odstráni *planktónne organizmy*, ktoré pri charakterizovaní nových stratotypov zaberú významné miesto. Napriek tomu *neostratotypy bude zrejme treba vytvoriť osobitne pre každú bioprovinciú, resp. paleogeografický celok*. Jasné rozdiely v zložení miocénnych bentósných organizmov pozorujeme nateraz medzi boreálnou, celt-lusitánskou, mediteránnou, transeurópskou (Paratetys), sčasti aj západnou indopacifikou, resp. tzv. východomediteránnou bioprovinciou, poť. medzi týmito a niektorými v určitých obdobiach paleogeograficky izolovanými username, akou bola napr. východná Paratetys (krymsko-kaukazská oblasť) v miocéne a pliocéne. Preto je potrebné:

[1] Pre každé najmenšie stanovené geochronologické obdobie (t. j. každý *stupeň* — étage; Stufe; Age; Etá; jarus) *vybrať v každej bioprovincií typovú lokalitu*, ktorej paleontologický obsah najlepšie vystihuje vývojové štádium organizmov daného obdobia (stupňa). Táto lokalita predstavuje *holostratotyp*.

[2] V každej bioprovincií sa vyberie navyše *ešte niekoľko faciostrototypov*, ktoré sa od holostratotypu líšia faciálne i paleontologickým obsahom (výskyt iných skupín fosílnych organizmov, z iného prostredia sedimentácie; majú teda inú faciú ako holostratotyp, s odlišnou biocenózou). Za faciostrototypy možno na rozdiel od holostratotypu zvoliť i celý profil (typový profil), príp. materiál hlbinného vrtnu, pokiaľ sa tento natrvalo zachoval a je verejne prístupný. *Faciostrototypy majú reprezentovať synchronne, ale faciálne odlišné, paleontologicky charakterizované sedimenty podľa možnosti (v max. rozsahu) v rámci jednej geochronologickej jednotky — stupňa*.

Hoci fáciostatotypy reprezentujú (po holostatotypoch) len sekundárny vzor, pomáhajú určiť ráz a riešiť problém stratotypov. Nezbytným predpokladom pre voľbu fáciostatotypov je, *aby boli vekove ekvivalentné s holostatotypmi*.

Z toho vyplýva, že (a) neostratotypy predstavujú jeden holostatotyp a viacero fáciostatotypov; (b) holostatotyp charakterizuje vývojové štádium organizmov ako ortochronologický ukazovateľ daného obdobia (pre miocén napr. mäkkýše a foraminifery); (c) fáciostatotypy vyjadrujú charakter obdobia vývojovým štádiom orto-, ale i parachronologických ukazovateľov, resp. paleontologický charakter obdobia v inej fácii než holostatotyp; (d) fáciostatotyp v podobe typového profilu vyjadruje náplňou — sedimentmi čo najdlhší úsek daného obdobia, prípadne vystihuje charakteristiku sedimentov (a ich paleontologický obsah) staršieho a mladšieho obdobia (stupňa); (e) neostratotyp sa vzťahuje vždy len na jedno geochronologické obdobie (rozsah jedného stupňa) a je platný len pre tú bioprovinciu, v ktorej bol stanovený.

Neostratotyp, ako určitá syntéza, súbor holostatotypu a fáciostatotypov, podáva obraz o celkovom charaktere sedimentov a ich vývoji, o paleobiologickom charaktere určitého časového úseku v určitom, bioprovincionálne samostatnom paleogeografickom areále. Služi ako vzor (typ) pri vekovom zaradení ostatných sedimentov danej bioprovincie a predstavuje aj bázu pre koreláciu.

### Problém hiátov a potreba vytvorenia otvorenej chronostratigrafickej škály

Neostratotypy, hoci znamenajú oproti starým stratotypom určitý pokrok, neumožňujú nám utvoriť si obraz o vývoji v tých časových úsekoch stratigrafického stupňa, ktoré nie sú zastúpené sedimentmi. Najmenšie geochronologické jednotky — stupne boli v minulom storočí postavené na rozsahu vrstiev; dnes, keď tieto jednotky predstavujú ucelený časový úsek, nemôžeme ich hranice stotožňovať s hranicami existujúcich vrstevných komplexov. Tektonické procesy a nimi vyvolané transgresie a regresie, ovplyvňujúce proces sedimentácie prebiehali v rôznych oblastiach v odlišnom čase. Sedimentácia buď nevyplnila celý časový úsek danej geochronologickej jednotky, alebo ho presahuje. Existujú teda *hiáty v materiálnej výplni i vo vývojovom rade organického života geochronologickej jednotky*. Neostratotypy sa vzťahujú len na konkrétnu materiálnu výplň, ktorú charakterizujú. Charakter a rozsah hiátov je neznámy; často trvali dlhšie než sedimentácia. Hrajú preto v stratigrafii dôležitú, podnes nedocenenú úlohu. V chronostratigrafickej škále danej oblasti preto nemožno plynule (bez prerušenia) posudzovať sukcesiu série vrstiev, ani vývojové štádiá organizmov, charakterizujúce tieto série. Nielen že tak vznikajú neprirodzené a nevysvetliteľné prechody a skoky fylogenetické, ale aj preto, že (ako to ukazuje prax v posledných rokoch) v niektorej inej bioprovincii sa nájde práve chýbajúce neznáme ohnivko v refazi vývoja (časový

hiát), reprezentované sedimentmi a fosíliami. Keď je však chronologická škála tradične (bez medzery) vyplnená, ťažko tam vtesnať nové (chýbajúce) ohnivo, novú sériu sedimentov.

Preto *pre hiáty treba rezervovať v chronostratigrafickej škále voľné miesto*, a to pomocou tzv. *otvorenej chronostratigrafickej škály*. Do voľného poľa (reprezentujúceho hiát) možno v chronostratigrafickej škále doplniť chýbajúci člen vývoja bez toho, žeby sa tým porušila doterajšia geochronologická škála. Tak sa dajú bez ťažkostí zaradiť do existujúcej škály nové série sedimentov a pomocou nových fáciostatotypov kompletizovať sled vývoja organického života.

V tejto súvislosti je však potrebné osvetliť niektoré pojmy. V praxi pracujeme so sedimentmi, teda *s konkrétnym materiálom*. Preto časový rozsah geochronologický (t. j. stupeň) treba definovať konkrétnou náplňou, súborom sedimentov a pomenovať ho. Vlastný súbor sedimentov nemôže nosiť meno stupňa (resp. indexom označený čas), lebo svojím rozsahom sa obvykle nekryje s celou dĺžkou uplynulého času. Ani pomenovania holostatotypu alebo fáciostatotypov (názvy typových lokalít) nie sú vhodné, lebo sú typické len pre určitý vrstevný komplex jedného obdobia. Na chronostratigrafické označenie súboru vrstiev jedného cyklu a v jednom časovom období zaviedli Kapounek — Papp a Turnovský (1960, pag. 224) označenie *séria*, ktorá predstavuje menší časový úsek (spravidla) ako stupeň. Napríklad tzv. eggenburská séria v paratetýdnej oblasti spadá do tzv. „burdigalu“ (obdobia  $M_1$ ); vznikla len v určitom úseku tohto obdobia. Burdigal, alebo  $M_1$  je teda časove dlhší pojem ako eggenburská séria (v zmysle geochronologickom). Nemožno teda povedať, že  $M_1$  (burdigal) je totožný s eggenburskou sériou. Nad a pod touto sériou je hiát, ktorého trvanie je nám neznáme, ale spadá ešte do rámca obdobia  $M_1$ . Pre toto obdobie, *pre tento hiát* v zmysle litologickom i biologickom, *treba v chronostratigrafickej škále rezervovať miesto*. Treba však preto nájsť v stratigrafickom „organizačnom poriadku“, v nomenklatúre prakticky použiteľnú formu ( princíp otvorenej chronostratigrafickej škály), ktorá je daná vzájomným vzťahom stupňa, série a neostatotypu:

1. *stupeň* je abstraktný pojem geochronologický, reprezentujúci časový úsek;
2. jeho *materiálnu náplň* predstavujú sedimenty; sú podstatou chronostratigrafického pojmu *séria* (angl. formation);
3. *neostatotypy* (s holostatotypom a fáciostatotypmi) *podávajú charakter série*, teda časového úseku stupňa, zastúpeného sedimentmi;
4. *sedimenty*, často v podobe uzavretého sedimentačného cyklu (*série*) *zastupujú obyčajne len časť celého stupňa*;
5. Časť obdobia, nereprezentovaná sedimentmi, je *hiát*, ktorého litologický faciálny a paleontologický vývoj (v danej oblasti) nepoznáme.

Technicky možno systém tzv. otvorenej chronostratigrafickej škály s rezervovanými voľnými miestami riešiť *len pomocou indexového označenia* chrono-

stratigrafických pojmov (teda sérii), bez toho, žeby sa dačo menilo na doterajšom geochronologickom označovaní stupňov medzinárodne stanovených. Série (už zavedené, alebo nové) budú mať v rámci stupňa *pevné indexové označenie* (napr. a, b, c, d). Ak príslušná séria leží na podloží s hiátom, resp. hiát je aj voči nadložiu, potom indexy *a* a *d* označujú obdobie hiátu. Indexy *b* a *c* označujú neostratotypom charakterizovanú sériu. Pre obdobia (hiátu) neznámej dĺžky v úseku *a* a *d* (v rámci určitého stupňa danej bioprovincii) je *rezervované miesto* pre prípad nálezu týchto sedimentov. V prípade konkordantného uloženia (litologicky i biologicky plynulý prechod) dvoch sérií bude index *d* označovať starší stupeň a index *a* mladší stupeň, obsadený označením série.

Ako príklad vezmeme opäť miocén paratetýdnej oblasti. V období  $M_1$  (burdigal) leží t. č. známa eggenburská séria v celej alpsko-karpatskej oblasti diskordantne a transgresívne na starších útvaroch, miestami na chat-akvitáne. Prechodný člen sedimentov (i organizmov) z chat-akvitánu do burdigalu zatiaľ nepoznáme (snáď sa zistí na území bavorskej a rakúskej molasy v hlbších faciách a možno aj v juhoslovensko-severomadarскеj oblasti). Zatiaľ dostala eggenburská séria indexové označenie *b*, alebo *b, c* (podľa existencie vyšších burdigalských sérií, resp. hiátu v jej nadloží); index *a* zostane rezervovaný pre neznámy vývoj, pre doteraz nezistené sedimenty medzi terminálnym akvitánom a sedimentáciou eggenburskej série. Ak sa takéto sedimenty zistia, bude možno ich pričleniť, resp. zlúčiť s eggenburskou sériou so spoločným indexom *a-b* alebo *a-c*.

Iný príklad. V tzv. karpatskej sérii (v stupni  $M_3$  — karpát) v alpsko-karpatskej oblasti sa zistil plynulý prechod (konkordantné uloženie) z podložných vrstiev, z tzv. lužickej série ( $M_2$  — helvétu). Karpatská séria dostane preto index *a* alebo *a-c* (podľa rozsahu). Keďže ale nepoznáme jej prechod do najbližšej vyššej série, reprezentujúcej už obdobie tortónu s. l., pre hiát v terminálnom období karpátu treba rezervovať úsek s indexom *d*.

Označenie, ktoré má vyjadriť postavenie sérií a hiátov pomocou indexov nemožno meniť, a to ani vtedy, keď pôvodne nedefinovaný index (index nulum) sa nálezom doteraz neznámych vrstiev zaplní.

Prípadné zmeny v indexovom označení (väčší alebo menší počet indexov) by viedli pri regionálnej korelácii opäť k zmätkom. Žiadúce by bolo, aby predom stanovený počet stálych indexov bol jednotný pre všetky bioprovincie.

Vychádzajúc z dnešných teoretických a praktických možností, *navrhujeme vytvoriť v každej geochronologickej jednotke (stupni) štyri chronostratigrafické úseky s indexom a, b, c, d* (pozri priloženú schému).

Niektoré série budú niekedy zabrať nie jeden, ale viac úsekov (napr. index *a-b*, alebo *b-d*; ak majú plynulý prechod zo staršieho a do mladšieho stupňa, potom aj *a-d*). Takéto štvorindexové členenie otvorenej chronostratigrafickej škály nám v budúcnosti (keď budú novo vytvorené série a ich neostratotypy vo všetkých bioprovinciách) umožní serióznejšiu *koreláciu*.

Uvedieme zas príklad: ak v paratetýdnej oblasti eggenburská séria odpovedá burdigalu *b-c* (stručne  $M_{1bc}$ ), v mediteránnej oblasti X-séria odpovedá burdigalu *a-b*, v atlantickej bioprovincii Y-séria burdigalu *a-d* a v boreálnej bioprovincii Z-séria burdigalu *b-c*; pri použití indexov budeme môcť ľahšie tieto bioprovincie korelovať a vypracovať tektogenetické a paleogeografické schémy.

**Schéma otvorenej chronostratigrafickej škály pre možnosť doplnenia hiátov a presnejšej medzibioprovincionálnej korelácie**

S T U P E Ň Geochronologický pojem (Reiss 1964)	S É R I A Chronostratigrafický pojem		(Kapounek-Papp-Turnovský 1960)	
	Transeurópska bioprovíncia (centrálna Paratetys)		Bioprovíncia X ako príklad	
M <sub>5</sub> (messinien, sarmatien)	d	sedimenty zatiaľ neznáme (M <sub>5</sub> d)	hiát	séria X (M <sub>5</sub> bd)  zatiaľ neznáme (M <sub>5</sub> a) zatiaľ neznáme (M <sub>4</sub> d)
	c	*hodonínska séria (M <sub>5</sub> ac)	neprerušená	
	b			
	a			
M <sub>4</sub> (tortonien s. l., partim: tortonien s. s. sallomacien, elveziano etc.)	d	*devínska séria (M <sub>4</sub> bd)	neprerušená	séria X (M <sub>4</sub> ac)
	c			
	b			
	a	*lanzendorfská séria (M <sub>4</sub> b)	hiát	
M <sub>3</sub> (karpat, langhiano partim, etc.)	d	sedimenty zatiaľ neznáme (M <sub>3</sub> d)	hiát	séria X (M <sub>3</sub> ad)
	c	karpatská séria (M <sub>3</sub> ac)	neprerušená	
	b			
	a			
M <sub>2</sub> (helvetien s. s., burdigalien sup. partim, etc.)	d	ottnangská séria (M <sub>2</sub> ad)	neprerušená	séria X (M <sub>2</sub> bd)
	c			
	b			
	a	zatiaľ neznáme (M <sub>2</sub> a)	hiát	
M <sub>1</sub> (burdigalien inf., moyen?, aquitaniien sup. partim, etc.)	d	eggenburgská séria (M <sub>1</sub> bc)	hiát	séria X (M <sub>1</sub> ac)
	c	sedimenty zatiaľ neznáme (M <sub>1</sub> a)	neprerušená	
	b			
	a			
O M (aquitaniien, chatt- aquitaniien ? chattien-O <sub>3</sub> ?)	d	sedimenty zatiaľ neznáme (O M d)	neprer.	séria X (O M <sub>1</sub> cd)
	c	*štúrovská, kováčovská alebo eggerská séria (O M <sub>ac</sub> alebo O <sub>3</sub> ac ?)		
	b			
	a		zatiaľ neznáme (O M <sub>1</sub> ab)	hiát

\* Názvy v oblasti centrálnej Paratetýdy (okrem eggenburgskej, ottngskej a karpatskej série) sú predbežným návrhom.

V súvislosti s uplatnením týchto návrhov, bude potrebné urobiť *výber holostatotypov a fáciostatotypov, určiť názvy sérií a zaradiť ich do otvorenej chronostratigrafickej škály v každej bioprovincií alebo paleogeogr. oblasti*. Myslíme tu najmä na hlavné bioprovinciálne rajóny Európy, na oblasť mediteránnu, ktorú pri stanovení neostatotypov treba rozdeliť na východo a západomediteránnu; na oblasť transeurópsku s podoblastami západnej + centrálnej a východnej Paratetýdy; na oblasť celtlusitanskú a na oblasť boreálnu. Za tým účelom bude potrebné vytvoriť pracovné teamy v jednotlivých oblastiach, ako už existujú pre oblasť centrálnej Paratetýdy pri spracovaní miocénu podľa načrtnutých zásad [zatiaľ je spracovaný holostatotyp a fáciostatotypy karpatskej série ( $M_3$ -karpát) a t. č. sa zostavujú neostatotypy eggenburgskej a otnnangskej série ( $M_1$  a  $M_2$ -približne burdigal a helvét) za účasti geológov z Československa, Rakúska a Maďarska].

### Záver

Vypracovanie nových a dokonalejších stratotypov nie je myšlienka nová. Vlastná chronostratigrafia sa musí zostaviť pre každú bioprovinciú, každú paleografickú jednotku, alebo ináč špecifickú oblasť. Treba tak však robiť podľa spoločných kritérií, v rámci všeobecnej geochronologickej škály a podľa spoločných zásad. Zavedenie otvorenej chronostratigrafickej škály, ktorá — ako sa domnievame — jedine umožňuje riešiť problém hiátov a presnejšej korelácie, bude znamenať prínos len vtedy, ak sa bude používať podľa jednotných princípov v každej oblasti. Tak ako v paleontológii, aj pri stratigrafickej korelácii *treba nájsť spoločný jazyk, spoločnú formu vyjadrenia v podobe spoločne dohodnutej a používanej schémy*.

### LITERATÚRA

- [1] Burollet P. F., 1959: Remarques sur la nomenclature stratigraphique. Sciences de la Terre. 5. No. 2—3. — [2] Cicha I. — Lotsch D. — Krutsch W. — Seneš J., 1964: Project provisoire pour une subdivision chronostratigraphique du Tertiaire. Mémoires du Bureau Recherches Geol. et Min. No 28. Colloque sur le Paléogène — Bordeaux 1962, Vol. II. — [3] Kapounek J. — Papp A. — Turnovsky K., 1960: Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älteren Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien. — [4] Reiss Z., 1966: Significance of stratigraphic categories — a review. Proceedings of the third Session of Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy in Berne 1964. — [5] Schindewolf O. H., 1950: Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. Naturh. Verein Berlin, Edit. Borträger. — [6] Selli R., 1960: Il Messiniano Mayer—Eymar 1867. Proposta di un neostatotipo. R. Geol. Ann. Mus. geol. Bologna. — [7] Seneš J., 1958: Considérations sur la nécessité de créer des stratotypes nouveaux du Tertiaire de l'Europe. Compt. Rendu Soc. Géol. France. Paris. — [8] Sigal J., 1964: Une thérapeutique homéopathique en chronostratigraphie: Bull. Trimestriel Départ. Inform. Géolog. — [9] Teichert C., 1958: Some biostratigraphical concepts. Bull. Geol. Soc. Amer. 69.



JOZEF FORGÁČ—JOZEF KOVÁČIK

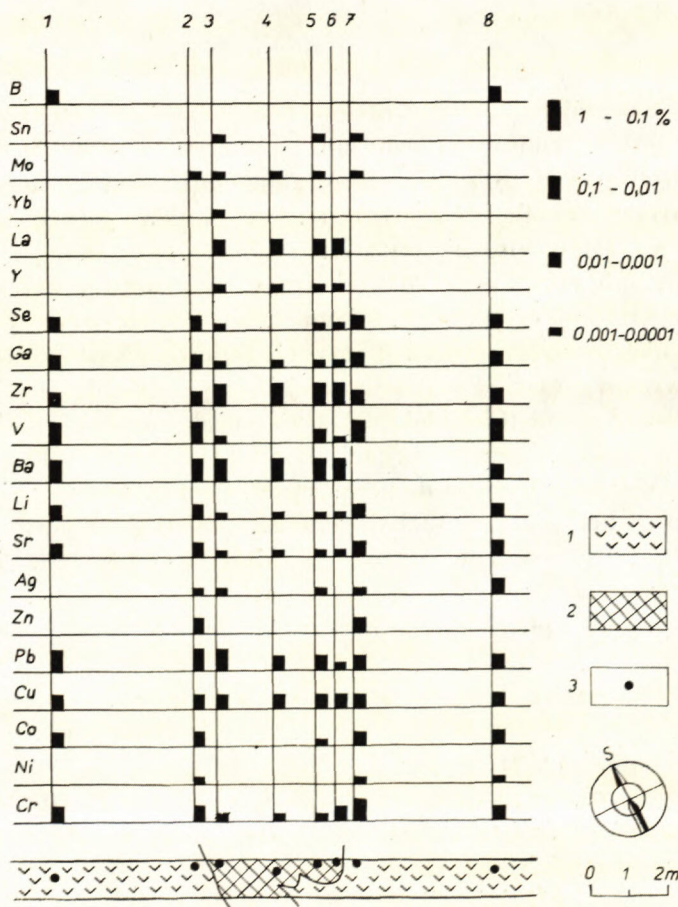
## NIEKOĽKO POZNÁMOK K OTÁZKE RYOLITOV V CENTRÁLNEJ ČASTI BANSKOŠTIAVNICKÉHO RUDNÉHO POĽA

V oblasti Banskej Štiavnice v období trvania subsenkvetného vulkanizmu došlo v sarmate k ryolitovým erupciám na viacerých miestach po tektonických líniah zhruba S—J smeru. Tieto zlomové línie boli v období stredný tortón až sarmat niekoľkokrát oživované. Pozdĺž nich vystupovali na povrch eruptíva II. a III. andezitovej fázy a III. ryolitovej fázy ako aj roztoky, ktoré vyvolali zrudnenie (Kuthan 1962). V sarmate sa ryolitový vulkanizmus prejavil aj v centrálnej časti banskoštiavnického rudného poľa vo forme žíl. Zmienku o nich nachádzame už u starších autorov. Napr. Adrian (1866) spomína povrchový východ pri Belianskej bráne. Lipold (1867) ich stotožňuje s ryolitovou žilou (Clotildekluft) z viacerých banských diel. Sú známe tri vetvy žily, niekoľko metrov mocnej, generálneho smeru N 40°E so sklonom 55—60° na JV v úseku medzi dedičným prekopom 5. obzoru pri šachte Sigmund až po dedičnú štôľňu Michal. Husák (1880) tieto horniny považuje za mikrogranit, reprezentujúci intrúzie granitov. Szabo (1891) ich dáva do jednej skupiny so silne vybielenými a premenenými dacitmi a Böckh (1901) ich už označuje za aplity, kyslé diferenciáty granodioritovej magmy, ktoré prerážajú cez pyroxenický andezit. Toto bol jeden z dôkazov, na základe ktorého považoval kremitý diorit za mladší ako pyroxenický andezit. Za druhý dôkaz slúžil mu blok pyroxenického andezitu v kremitom diorite v štôľni Antona Padnanského v Hodruši.

V posledných rokoch sa diskutuje o relatívnom i absolútnom veku diorit-granodioritových intrúzií (Rozložník—Šalát 1963) a v súvislosti s tým aj o dôkazoch uvádzaných staršími autormi. Pre neprístupnosť štôľne Antona Padnanského v Hodruši skúmali sme žilu Klotilda v centrálnej časti štíavnického rudného poľa, ktorej rozsah siaha ďaleko za hranice starších zistení. Najväčšia hĺbka bola dosiahnutá na prekope na žilu Ján z 5. hĺbkového obzoru

šachty Emil. Žila tu tvorí dve oddelené vetvy v podloží žily Ján; na úrovni vyššie položeného 12. obzoru ju sprevádza v jej nadloží. Žila Ján teda zrejme pretína Klotildu niekde medzi 5. hĺbkovým a 12. obzorom. Okrem toho bola zachytená vo vrte Mi-2, kde preráža amfibol-biotitický dacit a pri Michal šachte na 12. obzore.

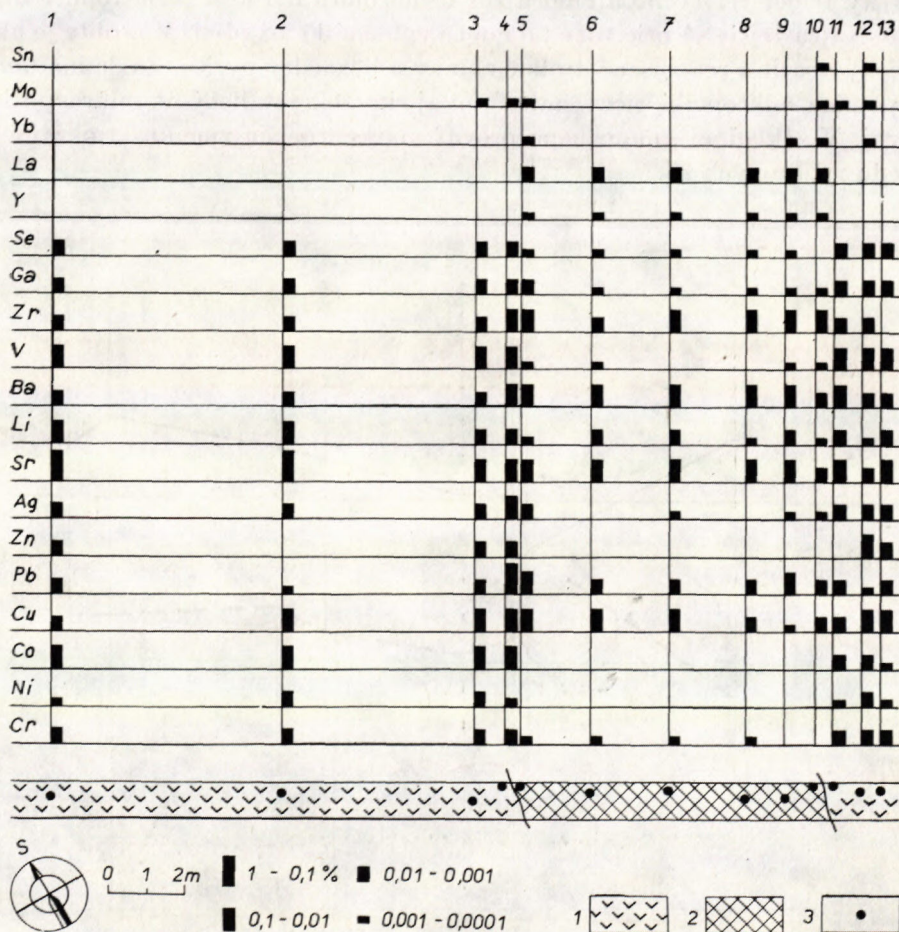
Podrobnejšie sme ryolity študovali na V. hĺbkovom obzore a na 12. obzore. Typickým zjavom je nerovný okraj žíl oproti okolitému pyroxenickému andezitu (obr. 1, 2). Smer, sklon, mocnosť a vzdialenosť medzi oboma telesami sa menia. Nepozorovať na nich znaky opakovaných pohybov (ako napr. na štruktúre žily Ján), ani markantnejšie premeny na styku s pyroxenickým andezitom, ktoré by tvorili zonárnosť.



Obr. 1. Zastúpenie stop. prvkov v ryolite a pyroklast. andezite na V. hĺb. obzore šachty Emil; 1 — pyrox. andezit, 2 — ryolit, 3 — odber vzoriek.

Textúra ryolitu je porfyrická, s celistvou základnou hmotou a výraznou tenkopružkovanou fluidalitou, ktorej smer je zhruba zhodný s okrajom ryolitových žíl.

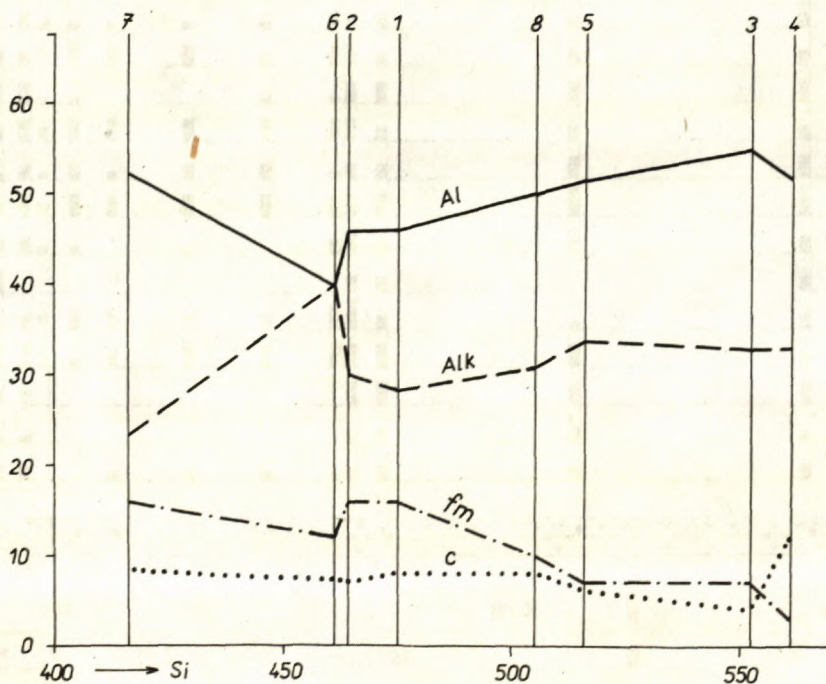
Ryolit je svetlosivý. Porfyrické výrastlice tvorí kremeň, živce a biotit. Hornina je miestami preniknutá jemnými žilkami kremeňa a sú v nej roztrúsené drobné jedince pyritu. Najbohatšie je zastúpený kremeň v porfyrických výrastliciach (max.  $1,05 \times 0,90$  mm veľkých) a vo výplni tenkých žiliek, resp. v drobných, málo výrazných zhlukoch v základnej hmote. Porfyrické výrastlice kremeňa sú prevažne zaoblené v dôsledku magmatického natavovania, alebo sú zálivkovito korodované. Zriedkavejší je v hornine K-živce, tvoriaci výrastlice až  $1,20 \times 0,75$  cm veľké. Výrastlice živca majú tabuľkovitý tvar,



Obr. 2. Zastúpenie stop. prvkov v ryolite a pyrox. andezite na XII. obzore; 1 – pyrox. andezit, 2 – ryolit, 3 – odber vzoriek.

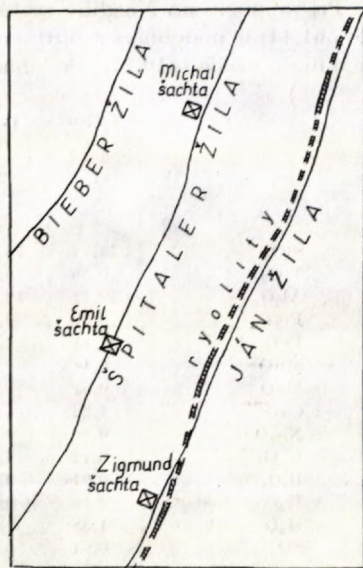
alebo sú spolu s porfyrickými výrastlicami kremeňa, do ktorých zálivovite prenikajú a vyplňujú v kmeni miesta vytvorené magmatickou koróziou. Z toho vyplýva, že K-živce kryštalizoval pozdejšie ako kremeň. Nachádzame ho spolu s kremeňom aj vo výplni žiliek a v drobných málo výrazných zhlukoch v základnej hmote. K-živce sú dvojčatne lamelované; prevažne patria adularu, menej sanidínu,  $2V = 10$  až  $58^\circ$ , Chm —. Sú čiastočne sericitizované a karbonatizované.

Sericit má miestami vejárovito usporiadané lupienky. Ojedinele sú zastúpené porfyrické výrastlice plagioklasu s výrazným dvojčatným lamelovaním tabuľkovitého vývoja. Bázicitou odpovedajú oligoklasu (An 17—32). Biotit je prevažne premenený na Fe-oxidy; iba v stredných častiach sú miestami zvyšky temer čerstvého a chloritizovaného biotitu. Biotit je prítomný ojedinele. Najčastejšie sú priestory po ňom vyplnené Fe oxidy. V rylite je akcesorický apatit a roztrúsené drobné zhluky a hexaedry pyritu. Základná hmota pripomína mikropoikilitický, miestami aj skrytokryštalický až mikroaplitický vývoj. V základnej hmote nepozorovať markantnejšiu zmenu od okrajov do stredu rylitových žíl.



Obr. 3. Niggliho variačný diagram.

Styk ryolitov s pyroxenickými andezitmi je ostrý a nepozorovať pozdĺžneho zonárnosti premen. Pyroxenický andezit je tmavonazelenkavý, pevný; tmavé minerály sú chloritizované a pseudomorfózy po nich sú vyplnené chloritom, menej aj uhličitanom. Plagioklasy sú čiastočne adularizované a postihnuté sericitizáciou a karbonatizáciou. V hornine sú roztrúsené drobné zhluky pyritu. Ryolity sú temer rovnako intenzívne premenené ako horniny v ich okolí. Adularizácia prebieha zonárne v okolí žíl s rudnou výplňou (Pb—Zn zóny; Forgáč, 1966). V okolí ryolitových žíl táto zonárnosť nebola pozorovaná. Ryolitové žily na 5. hĺbkovom obzore šachty Emil sú v podloží žily Ján a na vyššie položenom 12. obzore v jej nadloží. Žila Ján zrejme pretína ryolitové žily medzi 5. hĺbkovým a 12. obzorom (obr. 4). Z toho vyplýva, že ryolity v centrálnej časti štiavnického rudného poľa sú staršie ako rudné žily, pričom zrudnenie je pravdepodobne viazané na subvulkanické formy granitoidného zloženia.



Obr. 4. Priebeh ryolit. žíl a žilných štruktúr v centrálnej časti ložiska

V blízkosti Banskej Štiavnice sú menšie ryolitové telesá. Žilné formy sa najbližšie vyskytujú V od Ilije, SV od Banského Studenca a SV od B. Belej v záreze štátnej cesty.

Makroskopicky sú tieto ryolity podobné ako v strednej časti štiavnického ložiska; sú prevažne svetlosivé až ružovkasté, porfyrickej textúry so sférolitickou a mikrofelzitickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvorí kremeň, živce a biotit. Výrastlice kremeňa sú silne korodované, zo živcov dominujú plagioklasy (32—44 % An) nad ojedinelým ortoklasom (sanidín). Z tmavých minerálov je prítomný biotit vo forme lupienok, akcesorický apatit.

Z celkového zloženia vyplýva, že odchýlky v zastúpení Na a K-živcov, v zriedkavejšom výskyte biotitu sú spôsobené postvulkanickými premenami, ktoré sa v ryolitoch na ložisku v Banskej Štiavnici prejavili hlavne chloritizáciou biotitu a adularizáciou plagioklasov.

Popri mineralogickom zložení ryolity boli študované i po stránke chemickej (tab. 1). Analýzy 1, 2 a 3 sú z ryolitovej žily na 12. obzore (č. 1 a 3 z okrajových častí a č. 2 zo strednej časti žily); č. 4 a 5 sú z 5. hĺbkového obzoru (č. 4 z okrajových častí a č. 5 zo strednej časti žily); č. 6—8 citované z práce Belešová a i. (1963). Obsah  $\text{SiO}_2$  činí 74,40 %—76,27 %, čo odpovedá zastúpeniu  $\text{SiO}_2$  v ryolitoch z blízkeho okolia ložiska Banská Štiavnica.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11,72 % až 13,00 %) je viazaný prevažne v živcoch a v základnej hmote. Množstvo FeO (0,08—1,41 %) a MgO (0,09—1,04 %) je závislé od množstva

zachovaného biotiu v hornine. V porovnaní s ryolitmi v blízkom okolí sú väčšie odchýlky v zastúpení alkálií. Pomerne nízky obsah  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,18–0,66 %) a zvýšený  $\text{K}_2\text{O}$  (6,40–6,72 %) v ryolitoch žily Klotilda je vyvolaný K-metasomatózou Na živcov, pritom však sumárna hodnota alkálií je temer zhodná. Môžeme preto predpokladať, že pri K-metasomatóze ryolitov došlo ku zámene sodíka draslíkom.

Pri prepočte na Niggliho systém (tab. 2) u ryolitov žily Klotilda hodnota Si (464,08 do 561,44) je podobná s ryolitmi od Ilji a Banskej Belej; u ryolitu od Banského Studenca je o niečo nižšia (416,27). Podobne je to aj pri hodnotách Al (46,74–52,25) až na ryolity

Tabuľka 1. Váhové % chemických analýz ryolitu.

	1	2	3	4	5	6	7	8
$\text{SiO}_2$	74,44	74,40	76,27	75,20	74,80	75,70	72,26	76,29
$\text{TiO}_2$	0,09	0,09	0,09	0,12	0,10	—	0,25	0,17
$\text{Al}_2\text{O}_3$	12,42	12,74	13,00	11,72	12,74	11,14	15,40	12,92
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,09	0,02	0,02	0,09	0,04	1,83	2,67	0,97
FeO	1,41	1,14	0,79	0,08	1,00	0,15	0,65	0,79
MnO	0,11	0,10	0,05	0,05	0,04	0,04	0,01	0,03
MgO	0,81	1,04	0,18	0,12	0,09	0,42	0,11	0,10
CaO	1,22	1,05	0,55	1,50	0,90	1,5	1,40	1,15
$\text{Na}_2\text{O}$	0,26	0,22	0,18	0,40	0,66	4,00	2,52	2,50
$\text{K}_2\text{O}$	6,72	7,32	6,88	6,40	6,80	4,10	2,51	3,57
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,42	0,06	—
$\text{H}_2\text{O} + \text{suš}$	0,10	0,04	0,73	1,30	1,33	0,58	1,39	1,08
$\text{H}_2\text{O} - \text{žih}$	1,38	1,02	0,08	0,08	0,12	0,85	0,74	0,44
$\text{SO}_3$	0,94	0,71	0,57	0,76	1,0	—	—	—
spolu:	99,83	99,91	99,40	98,84	99,63	100,68	99,97	100,01

Analýzovali: 1–2 Gromová, Trubanová – GP Turčianske Teplice (1–3 ryolity z XII. obzoru; 4–5 ryolity z V. hĺbkového obzoru Emil šachty); 6–8 prebrané z práce Belešová O., Dávidová Š. Matherný M. (1963); 6 ryolit od Ilji; 7 ryolit od B. Studenca (predtým Kolpachy); 8 ryolit od Banskej Belej (v liter. Žakyl).

Tabuľka 2. Hodnoty v Niggliho systéme.

	1	2	3	4	5	6	7	8
Al	46,74	46,82	55,22	51,57	51,87	39,93	52,25	50,20
fm	16,09	16,10	7,39	3,14	7,05	12,43	15,92	10,36
c	8,43	7,12	4,35	12,11	6,64	7,69	8,65	8,37
alk	28,74	29,96	33,04	33,18	34,44	39,93	23,18	31,07
si	474,68	464,08	552,20	561,44	516,63	461,58	416,27	505,98
mg	0,48	0,60	0,29	0,43	0,01	0,29	0,07	0,12
k	0,95	0,96	0,96	0,92	0,87	0,40	0,40	0,49
qz	259,72	244,24	320,04	328,72	278,87	201,86	223,55	281,70
Q	63,67	62,57	66,36	66,56	63,96	93,16	62,90	64,61
L	30,41	31,38	28,53	31,55	32,23	—	27,89	30,78
M	5,92	6,05	5,11	1,89	3,81	6,84	9,21	4,61
$\pi$	0,13	0,11	0,06	0,15	0,09	—	0,16	0,12
$\gamma$	—	—	—	—	—	0,38	—	—
$\alpha$	21,99	20,66	27,79	72,13	33,47	21,05	14,43	28,69

od Ilje (39,93). Hodnota c (od 4,35 do 12,11) a fm (od 3,14—16,10) je premenlivá v dôsledku premenlivého zastúpenia biotitu a rudného pigmentu. Hodnota alkálií je o niečo stabilnejšia a pohybuje sa v rozmedzí 28,74 až 34,44; u ryolitov od Banského Studenca je nižšia (23,18), u Ilje vyššia (39,33). Z Niggliho variačného diagramu (obr. 3) vidieť, že ryolitové žily z centrálnej časti ložiska a z blízkeho okolia Banskej Štiavnice celkovo sú si v podstate podobné, až na niektoré odchýlky vyvolané premenou ryolitov na ložisku Banská Štiavnica. Pôvodne však ryolity patrili jednej magme — granitovej (anal. 6, 7, 8), ryolity žily z ložiska leukogranitovej (anal. 3, 4, 5), príp. leukosienitgranitovej (anal. č. 1, 2).

Zastúpenie stopových prvkov v ryolitoch a v okolitých pyroxenických andezitoch je na obr. 1. Niektoré z nich (Y, La, Yb) sa vyskytujú len v ryolitoch, v pyroxenickom andezite nie. Iné prvky (Co, Ni, Zn) sú zas prítomné v pyroxenickom andezite a v ryolite nie. Ďalšia skupina prvkov (Sc, V, Li, Ag, Cr) sú viac zastúpené v okolitom andezite ako v ryolite; Pb a Cu neprejavujú markantnejších zmien, kým Ba a Zr bývajú v ryolitoch viac koncentrované. Prvky Mo, Sn a B nejavia jednoznačný vzťah ani k ryolitu ani k pyroxenickému andezitu.

### Záver

V centrálnej časti banskoštiavnického rudného poľa v sarmate vznikli ryolity vo forme žíl, prenikajúcich cez pyroxenické andezity a dacity. Ryolity, pretínané žilou Ján medzi 5. a 12. obzorom, sú staršie ako tvorba rudných žíl; sú svetlej farby, porfyrickej štruktúry. Porfyrické výrastlice tvorí kremeň, K-živce (sanidín a adulár), plagioklas a biotit. Biotity boli spolu s okolitými horninami vplyvom postvulkanických roztokov adularizované, chloritizované a pyritizované.

*Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

### LITERATÚRA

- [1] Adrian H., 1866: Das südwestliche Ende des Schemnitzer-kremnitzer Trachytstockes. Jahrbuch XVI., Wien. — [2] Belešová O. — Dávidová Š. — Matherny M., 1963: Príspevok k petrografii a geochemii hornín banskoštiavnickej oblasti. Sborník Slov. nár. múzea, LVII, Bratislava. — [3] Böhmer M., 1961: Relations between potassium trachytes rhyolites and mineralization in Kremnica orefield. Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [4] Bockh H., 1901: Előzetes jelentés a Selmeczbánya vidékén előforduló eruptív kőzetek korviszonyairól. Földt. Közl. XXXI. — [5] Fiala F., 1937: Výskyt tretihorných hlubinných vyvřelín v severním poli XII. obzoru šachty Zigmund v Banskej Štiavnici. Sborník ŠBM, I. — [6] Forgáč J., 1966: Petrografia a geochemia premenných hornín v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Záp. Karpaty, zv. 5, Bratislava. — [7] Hussak E., 1880: Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. Sitzungsberichte der Ak. d. Wiss., Wien. — [8] Kováčik J., 1965: Geologický výskum centrálnej časti banskoštiavnického rudného poľa. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Kuthan M., 1962: Tektonické deformácie stredoslovenských neovulkanitov a vzťah vulkanizmu k tektonike. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Lipold M. V., 1867: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Jahrbuch

XVII., str. 317–460. Wien. — [11] Rozložník L. — Šalát J., 1963: Stratigraficko-tektonická pozícia banatitov na Štiavnickom ostrove. Sborník ved. prác VŠT v Košiciach zv. 2. — [12] Szabó J., 1891: Selmecz környékének geologiai leírása. 1. A magy. tud. akad. külön kiadványa, 2. Mat. Term. Ert., IX. — [13] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. Geol. práce, Zošit 39. Bratislava.

JOZEF FORGÁČ—JOZEF KOVÁČIK

**BEMERKUNGEN ZUR STELLUNG DER RHYOLITE IM ZENTRALTEIL  
DES ERZFELDES VON BANSKÁ ŠTIAVNICA**

Inmitten des Erzfeldes von Banská Štiavnica im mittelslowakischen neovulkanischen Massiv entstanden in der Sarmat-Zeit Rhyolite, die in Form von Gängen die Pyroxenandesite und Dazite durchqueren. Die Rhyolite selbst werden durch den Johannes Erzgang zwischen dem V. und XII. Tiefenhorizont durchschnitten. Daraus lässt sich schliessen, dass sie älter sind als die Bildung der Erzgänge. Rhyolite sind hell bis hellgrau gefärbt, haben eine porphyrische Struktur. Die porphyrischen Einsprenglinge werden aus dem Quarz, Kalifeldspat (und zwar Sanidin und Adular), Plagioklase und Biotite gebildet.

Die Rhyolite wurden unter dem Einfluss der postvulkanischen Lösungen zusammen mit den anliegenden Gesteinen meistens adularisiert, chloritisiert und pyritisiert.



K. ELIÁŠ—J. KANTOR—J. ŠTOHL

## INTRAMINERALIZAČNÉ POSTAVENIE RYOLITOV V BANSKEJ ŠTIAVNICI

### Úvod

V relatívne krátkom časovom rozpätí dochádza pri vulkanickej činnosti spojenej s tvorbou povrchových vulkanických foriem k radu erupcií typu extruzív, malých intrúzií, stĺpov a dajkových polí prevažne v subvulkanickom vývoji. Tieto subvulkanické komagmatické formy, ktoré sú súčasťou povrchovej vulkanickej aktivity, zákonite súvisia priestorove, časove i látkovo s procesmi tvorby rúd. Štúdium zrudňovacích procesov v závislosti na čase, priestore a látkovom zložení dajkových polí a iných subvulkanických foriem má veľký význam pri skúmaní metalogénnych zákonitostí v závislosti na geologickej a tektonickej stavbe územia, hlavne pre praktické ocenenie perspektív nerastných surovín.

Vulkanické procesy prebiehajú *fázovite* v čase i priestore, čo sa zrejme odzrkadľuje aj vo výraznom polyascendentnom charaktere mineralizácie, ktorá doprevádza vulkanogénne procesy. Na početných subvulkanických ložiskách sa pozitívne zistilo *intravulkanické postavenie mineralizačných procesov*. Lindgren—Bastin (1922) na ložisku Braden spomínajú intravulkanické postavenie Cu—Mo mineralizácie a vekove mladšie polymetalické zrudnenie. Podobné pomery sú známe na výskytoch Cerro de Pasco v Bolívii, Eldorado a Kananea v Mexiku, Tuva, Kafan, Gaj, Alaverdy v SSSR; v poslednom čase Manilici—Giusca—Stiopol (1965) rozlišujú v Baia Sprie dve samostatné etapy mineralizácie. Medeno-pyritovú mineralizáciu oddeľujú intrúzie ryolitov, andezitov a asi aj dacitov od polymetalickej a Au—Ag mineralizácie.

Banskoštiavnicko-hodrušský rudný obvod po stránke geologicko-štruktúrnej a paragenetickej najúplnejšie reprezentuje komplexný proces zrudnenia v stredoslovenských neovulkanitoch. Sú tu zastúpené všetky etapy mineralizácie a s nimi časove, priestorove i zdrojove úzko spätý vulkanický vývoj hlavne v žilných a dajkových derivátoch.

Vznik a vývoj post- a intravulkanických hydrotermálnych procesov v stredo-

slovenskej neovulkanickej oblasti súvisí s III. andezitovou a s III. ryolitovou fázou. Z vulkanických foriem prevládajú subvulkanické intrúzie, dajky, stĺpy, extrúzie, dómy a pod. V magmatickom vývoji úseku vulkanickej činnosti, geneticky spájaného s tvorbou rúd, sa uplatňuje klasický diferenciačný rad *andezit—dacit—ryodacit—ryolit*, čo v zmysle Kuthana (1963) v stredoslovenských vulkanitoch predstavuje anomálny zjav. Zrejme tento diferenciačný vývoj bol priaznivý pre tvorbu intra- a postvulkanických hydrotermálnych procesov.

III. andezitová fáza, hlavne jej hypoabysálne deriváty (dacity) a III. ryolitová fáza sa uplatnili pri priestorovej (identita priebehu dajok a žilných štruktúr), látkovej (metalogenetická špecializácia) a časovej (sarmat) polyascendentnej distribúcii mineralizačných etáp.

V stredoslovenských vulkanitoch rozlišujeme *niekoľko pomerne výrazne diferencovaných mineralogických asociácií*, ktoré vzájomne sú zonárne usporiadané, s typickým teleskopingom susediacich asociácií:

(1) *Pb—Zn—Cu—W polymetalická asociácia* je sústredená v oblasti Banskej Štiavnice, Pukanca, čiastočne Banskej Hodruše;

(2) Typické lokality *asociácie s prevahou ušľachtilých sírníkov Ag* sú: Banská Hodruša, v Banskej Štiavnici žily Ján a Štefan, celý revír Štiavnických Baní, Pukanec, Rudno nad Hronom (pomer Au : Ag = 1 : 100). Tieto prvé dve zoskupenia reprezentujú *prvú mineralizačnú etapu*.

(3) *Asociácia Au—Ag—Sb* s prevahou voľného a dispergovaného Au v pyritoch v kmeni je výrazne oddelená od predchádzajúcich dvoch. Typické lokality sú Banská Belá, žila Grunner v Banskej Štiavnici, Nová Baňa a hlavne kremnický rudný obvod. Pomer Au : Ag = 1 : 10.

(4) *Asociácia Hg—As* vystupuje hlavne na severnej periférii stredoslovenských vulkanitov a v priľahlých sedimentárnych útvaroch paleogénu (Tajov a Malachov). Tretie a štvrté zoskupenie geneticky spolu súvisia a patria *druhej mineralizačnej etape*.

O zdrojovej spätosti minerálnych asociácií s členmi vulkanického komplexu tradoval sa v oblasti stredoslovenských vulkanitov názor (Lipold 1867), že celá škála mezo- až epitermálneho zrudnenia je *postryolitová*. Preberá ho aj Rozložník (1966) a Koděra — Michalenko — Pástor (1967), ktorí na základe malej indicie polymetalického zrudnenia Pb—Zn, SiO<sub>2</sub> vystupujúcej na kontakte ryolitov III. fázy a pyroxenických andezitov považujú zrudnenie ako celok za poryolitové.

V rokoch 1966—1967 sa uskutočnili podrobné štúdiá vývoja rudotvorných procesov v návaznosti na vývoj vulkanizmu. Pomocou geologických, geochronologických, geochemických a termometrických metód sa zistilo, že vývoj mineralizácie prebehol *aspoň v dvoch samostatných etapách*, a to:

(1) *staršia etapa — Pb—Zn—Cu—W—Ag mineralizácia* je geneticky, priestorove a časove spojená s výstupom dacitoidných intrúzií;

(2) *mladšia etapa (Au—Sb—As—Hg asociácia)* je poryolitová, s ktorou podľa Böhmera (1961) je spätá zdrojove, časove i priestorove.\*

### Dôvody pre polyvulkanogénny vývoj zrudnenia

K všeobecným znakom, na základe ktorých možno určiť genetickú spätosť zrudnenia s magmatizmom, patria: priestorová spätosť zrudnenia s určitými magmatickými komplexami, obohatenie stopovými prvkami tých hornín, ktoré sú zdrojom zrudnenia (zvýšené klarkové obsahy), rovnaký vek zrudnenia a magmatických hornín, charakteristické asociácie pre istý typ ložísk s určitými magmatickými komplexmi; špecifické mineralogické zloženie magmatických hornín odrážajúce sa aj v zložení rúd, zonárne usporiadanie minerálnych asociácií okolo rudodárnych magmatických telies.

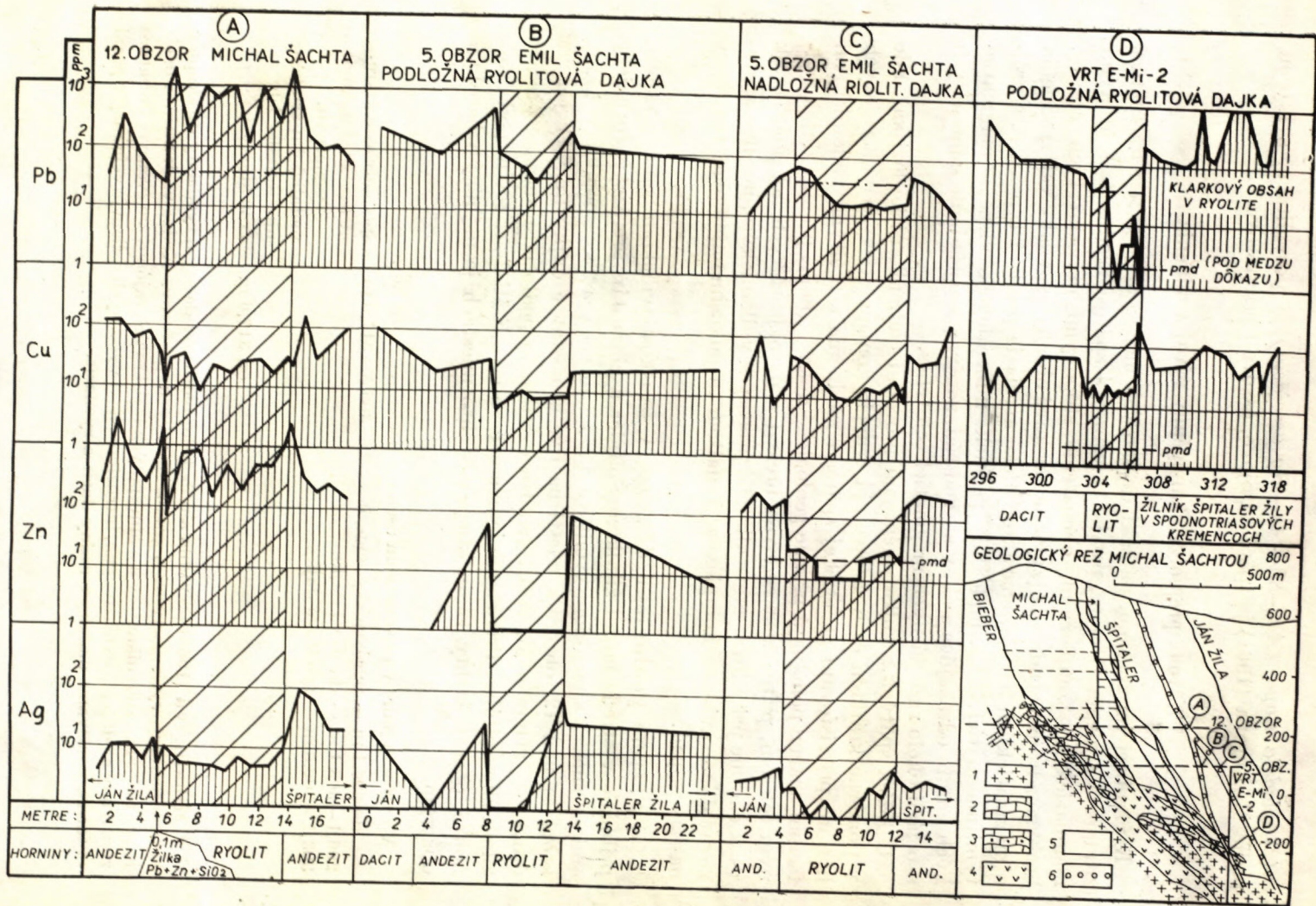
U ložísk spätých s vulkanogénnymi procesmi (subvulkanické ložiská), kde v pomerne krátkom čase sa opakujú erupcie komagmatických vulkanických hornín, pri zisťovaní genetickej spätosti zrudnenia s určitými vulkanickými fázami značne pomáhajú priame geologické dôkazy (napr. preniky dajok rudným telesom, prítomnosť rudných brekcií v pyroklastických horninách). Ak však chceme priradovať mineralizačné procesy k vulkanickým, musíme analyzovať dané súvislosti komplexne. V ďalšom sa pokúsime aplikovať tieto tézy na náš prípad.

(a) Priame geologické dôkazy. V banskoštiavnickom rudnom rajóne, približne v strede medzi žilníkom Špitáler a žilou Ján preráža pyroxenický andezit smerne a po úklone ryolitová dajka (smerne cca 3 km, po úklone 1 km), ktorá sa pod 12. obzorom triešti na dve samostatné dajky (obr. 1); cca na úrovni — 200 m p. m. vniká ryolitová dajka do podložia a súčasne preráža žilník žily Špitáler. Prerážanie je overené vo vrte E-Mi-2 asi 300 m pod úrovňou 5. obzoru šachty Emil, ktorý v týchto miestach je najhlbším bankským obzorom.

Vo vrtnom jadre v predmetnom úseku je nasledovný sled hornín:

do 296,1 m — pyroxenický andezit	306,5—317,6 m — spodnotriasové kreme- mence so žilníkovito- impregnačným poly- metalickým zrudne- ním Špitáler žily
296,1—303,1 m — dacitová dajka	
303,1—306,5 m — ryolitová dajka	
	od 317,6 m — granodiorit

\* Mihaliková (1966) preradila amfibolicko-biotitické dacity a ryodacity do skupiny kremennodioritových porfýrov a granodioritových porfýrov. Keďže však termín dacit je pre tento typ subvulkanitov a s ním spätých ložiskových rajónov vo svetovej literatúre zaužívaný a odlišenie extruzívnych, intruzívnych od výľavných foriem je veľa razy v praxi obťažné, používame naďalej termíny dacit a ryodacit.



Časová sukcesia hornín vo vrte je nasledovná: *spodnotriasové kremence* — *granodiorit* — *pyroxenický andezit* — *dacit* — *ryolit*. Vizualne nápadný je fakt, že v ryolitovej dajke, hoci je na styku najvýznamnejšou žilnou štruktúrou celého rudného rajónu, sa nezistili ani stopy po makromineralizácii. Keďže z vrtného jadra sa nemohli urobiť rozhodujúce závery o vekovom vzťahu, pristúpili sme k detailnému geochemickému profilovaniu v miestach bodov *A, B, C, D* (obr. 1).

V bode *D* sa sledovali stopové obsahy Pb—Cu pomocou kvantitatívnej spektrálnej analýzy a pre úplnosť sa vyhotovili aj semikvantitatívne spektrálne analýzy (obr. 2). Zvlášť výrazný je deficit obsahu Zn (pod 0,001—0,0001 %), hoci v žilníku Špitáler obsah Zn činí 0,5—1 %. Aj u ostatných rudných prvkov vidieť markantné zmeny v ryolitoch: Pb, Zn, Cu, Ag, V, Co, Ni, Sn sú znížené; Mo, Y zvýšené, Ga, Zr indiferentné (analýzy vyhotovilo laboratórium GÚDŠ). V žilníku žily Špitáler z triasových kremencov boli odobrané vzorky len z tých miest, kde makroskopicky nebolo zrudnenie pozorovateľné.

V bodoch *B* a *C* na 5. obzore sa sledovali stopové obsahy Pb, Zn, Cu, Ag. V okolí ryolitových dajok ani priamo v nich sa makroskopicky zrudnenie nepozorovalo; možno teda povedať, že fónové obsahy v týchto profiloch sú bez kontaminačného účinku makrozrudnenia.

Obecne môžeme konštatovať, že stopové obsahy Pb, Zn, Cu, Ag v ryolitových dajkách vykazujú výrazný deficit. Hlavne v bode *D*, kde by sa na styku so žilou Špitáler očakával silný difúzny efekt hydroterm smerom do ryolitov, dochádza k enormnému zníženiu stopových obsahov.

Pre ilustráciu udávame výsledky dvoch vzoriek z bezprostredného kontaktu ryolitov so spodnotriasovými kremencami:

	triasové kremence so Špitáler žilníkom
ryolit	
Pb $\varnothing$	213 ppm
Cu 25 ppm	251 ppm

pričom klarkový obsah Pb v ryolitoch stredoslovenských vulkanitov sa pohybuje okolo cca 35 ppm (údaje Kupču a Forgáča).

Jediným vysvetlením pre tento zjav je *porudný vek ryolitov*. Difúzny efekt sa neprejavil v ryolitoch, ale v dacitovej dajke, ktorá pred intrúziou ryolitovej dajky tvorila priamy styk so spodnotriasovými zrudnenými kremencami. Ak vypustíme z grafu úsek reprezentujúci ryolitovú dajku, priebeh kriviek je plynulý, čo svedčí o normálnom predrylitovom kontaminačnom účinku mineralizácie žily Špitáler na dacitovú dajku.

◁

Obr. 1. Grafy priebehu stopových obsahov Pb, Zn, Cu, Ag v ryolitovej dajke.  
1 — granodiorit, 2 — spodný trias, kremence a kremito-flovité bridlice, 3 — metasomatické a impregnačné zrudnenie v spodnom triase, 4 — dacit, 5 — pyroxenický andezit, 6 — ryolit.

Dáta o zmene obsahu stopových prvkov v ryolitových dajkách sú podané na grafoch (obr. 1); obsahy sú nanášané v semilogaritmických hodnotách (hodnota modulu 4 cm). Stopový obsah Ag pre lepšiu čitateľnosť grafov je nadhodnotený o jeden modul (kvantitatívne spektrálne analýzy v bodoch *A*, *C* vyhotovilo laboratórium ÚNS Kutná Hora).

Z priebehu grafov vidno, že kontakty ryolitov vo väčšine prípadov sú mierne obohatené, čo potvrdzuje nepatrnú migráciu sekundárne zmobilizovaných (regenerovaných) rudných komponentov, hlavne ako prejav postryolitovej hydrotermálnej činnosti. Pohyb hydroterm po kontaktoch bol zrejme umožnený vznikom drobných kontrakčných trhliniek (diakláz), ktoré vznikli ako dôsledok relatívne rýchlejšieho ochladzovania stykových plôch ryolitovej dajky. Tieto kontakty neboli v poryolitovej etape tektonicky prepracované. V bode *A* na 12. obzore sa sekundárna mobilizácia prejavila vytvorením až 0,1 m mocnej žilky Pb—Zn—SiO<sub>2</sub> priamo na kontakte ryolitovej dajky.

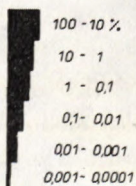
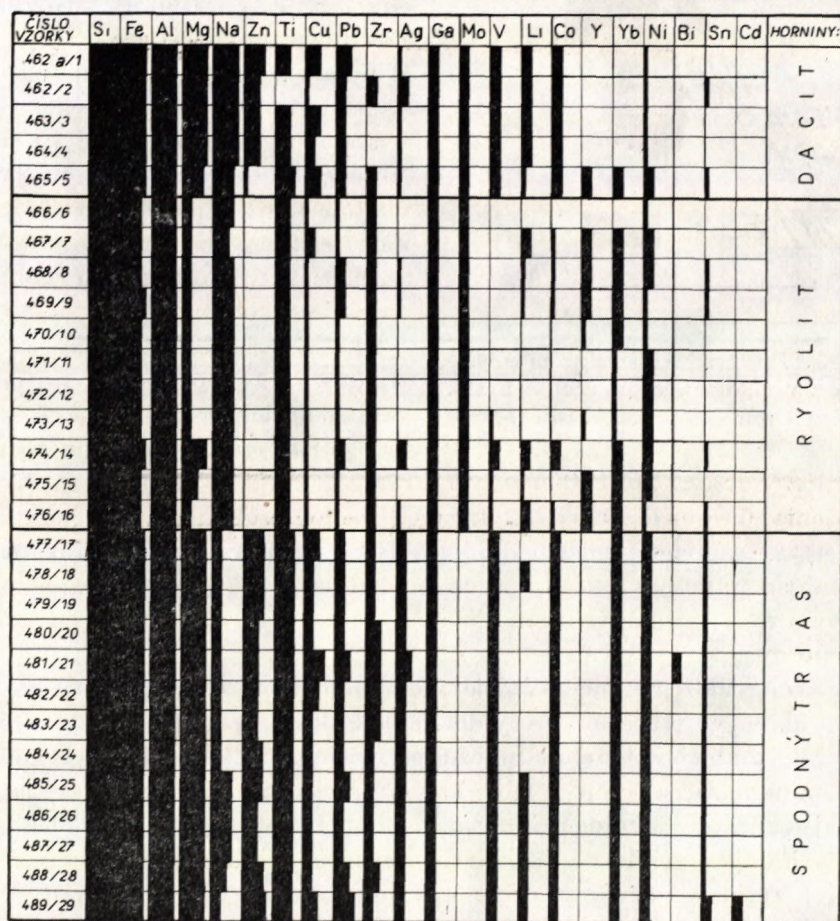
Prečo považujeme tento prejav mineralizácie v bode *A* za sekundárny? Na grafoch Pb—Zn v bode *A* pozorujeme anomálny priebeh kriviek oproti ostatným. Stopové obsahy Pb—Zn vysoko prekračujú priemer (obsah nad 1000 ppm bežný) a v úseku prechádzajúcom ryolitovou dajkou sú viac-menej konštantné v ryolitoch i v okolitých pyroxenických andezitoch. Toto zvýšenie obsahu Pb—Zn a rovnaké hodnoty v ryolitoch a andezitoch možno zrejme pripísať kontaminujúcemu účinku 0,1 m mocnej žilky Pb—Zn—SiO<sub>2</sub> na okolité prostredie. Priebeh kriviek Cu a Ag, ktoré nevystupujú v makromineralizácii, je obdobný ako v bodoch *B*, *C*, *D*. Táto 0,1 m mocná žilka dokázala na úseku najmenej 20 m výrazne kontaminovať stopové obsahy Pb—Zn. Pri porovnaní tohto javu s profilom v bode *D*, kde 11 m mocná zóna žily Špitáler nedokázala ani minimálne kontaminovať ryolitovú dajku, je zjavný sekundárny pôvod mineralizácie v bode *A* a predryolitový pôvod polymetalickej mineralizácie v bode *D*.

(b) Tektonický faktor. Ako sme už spomenuli, ryolitová dajka má výraznú stavbu po smere i po úklone; z tektonického aspektu reprezentuje významnú líniu. Ak by jej vznik bol predrudný, znamenalo by to, že v poryolitovej tektonickej etape by sa mali vytvárať v jej tesnej blízkosti výrazné zlomy až zlomové pásma, vyplnené rudnou substanciou. Ale línia ryolitovej dajky nebola po vzniku hlavných tektonických a žilných štruktúr tektonicky obnovená, hoci vieme, že mladšie tektonické pohyby sa s obľubou lokalizujú na rozhranie inhomogénnych prostredí (napr. v Štiavnici na kontakte dacitových dajok). Kontakty ryolitov, ani zóny blízko nich nie sú tektonicky prepracované, ale sú primárne magmatické. Aj tento jav môžeme považovať za jeden z nepriamych dôkazov o predryolitovom veku polymetalického zrudnenia.

(c) Priestorová a zonárna spätosť zrudnenia s kompetentným vulkanizmom. Zistili sa dve zoskupenia minerálnych asociácií v zrudnenej oblasti stredoslovenských neovulkanitov, a to asociácia Pb—Zn—Cu—W—Ag ako strednotermálna a Au—Sb—As—Hg ako nízkotermálna. Ich rozloženie v priestore vykazuje určité zákonitosti. Prvé zoskupenie sa prekrýva so sub-

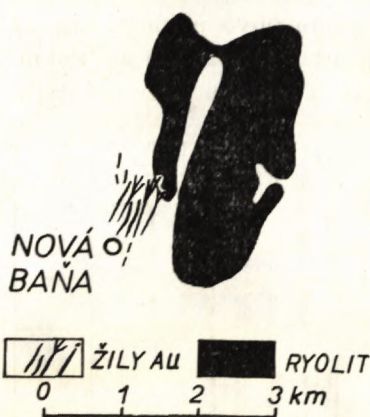
vulkanickými dajkovými horninami dacitov, ktoré štruktúrne kontrolujú priebeh žíl a signalizujú výstupové cesty mezo-hydroterm z hlbších etáží pod-povrchových magmatických krbov a boli zdrojovými centrami aj pre vlastné dajky dacitov.

Dacity v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode (pozri obr. 2) vytvárajú podkovovité teleso, ktorého otvorená časť je cca 300 až 400 m pod súčasným reliéfom v úseku medzi žilami Terézia a Špitáler uzavretá výraznou



Obr. 2. Priebeh semikvantitatívnych obsahov v profile vrtu E-Mi-2, kde preráza ryolit zónu Špitáler žily (v bode D).

subvulkanickou dajkou, ktorá kontroluje priebeh žily Bieber. Prvá etapa mineralizácie, reprezentujúca prakticky všetky hlavné žilné štruktúry banskoštiavnicko-hodruškého rudného revíru, je zoskupená okolo telies dacitoidných intrúzií.



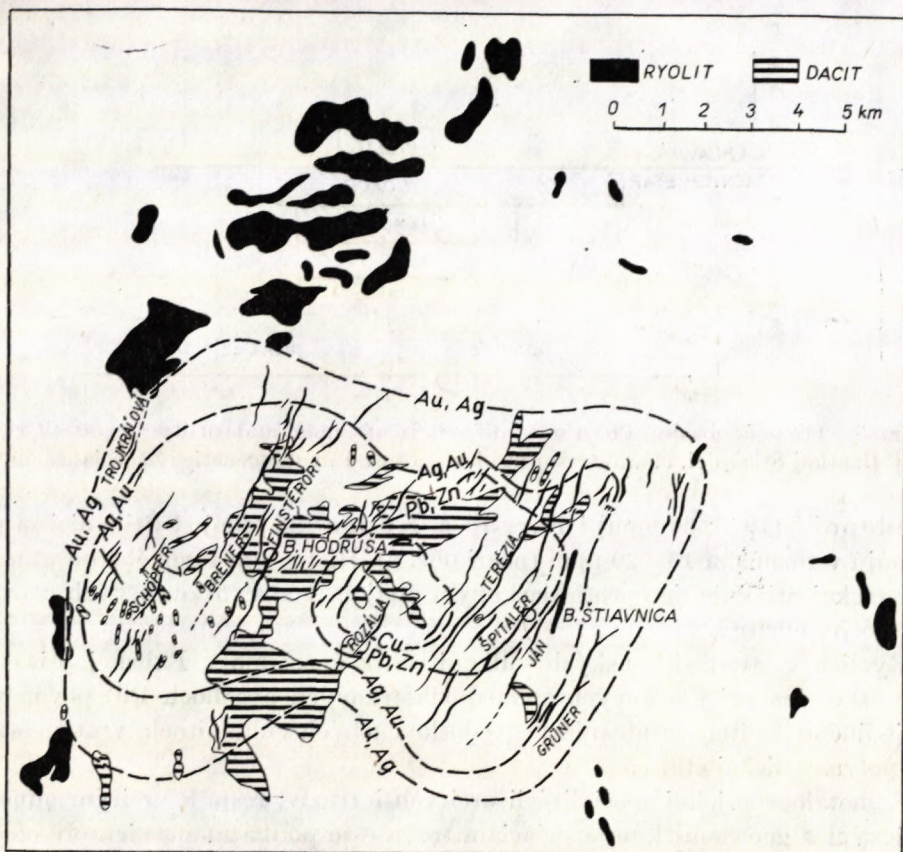
Obr. 3. Priestorová závislosť novobanských zlatoносných žíl na ryolitoch III. fázy Upravené podľa A. Brlaya.

Okrem priestorovej spätosti medzi zrudnením a jeho kompetentným vulkanizmom ich vzájomný súvis v priestore je najviac zvýraznený *primárnou zonárnou stavbou banskoštiavnicko-hodruškého rudného obvodu* v závislosti od rozloženia intermediárnych až kyslých členov vulkanizmu. Zóna Au—Ag (obr. 4), ktorá tvorí periferiu rudnej oblasti, je viazaná na ryolitové erupcie, ktoré sa sporadicky vyskytujú aj na periférii rudného obvodu. Vzťah zonárnej stavby vyššie termálnych zón Cu—Pb—Zn—Ag k dacitovým intrúziám je bezosporný.

Zonárne rozloženie mineralizácie okolo kompetentného magmatizmu je jedným z hlavných faktorov, ktorý dokazuje látkové, časové a priestorové kritériá vzniku rudného obvodu a umožňuje vyčleniť dve samostatné, vekove oddišené mineralizačné etapy. Obe hlavné mineralizačné etapy sa navzájom líšia aj rozličnou *smerovou orientáciou* v priebehu žilných štruktúr i ich kompetentných dajkových intrúzií. Táto diferenciacia je odrazom rozdielných tektonických režimov. Prvá, staršia etapa mineralizácie (Pb—Zn—Cu—W—Ag) kontroluje *karpatský tektonický systém* (SZ—JV), druhá, mladšia (Au—Sb—As—Hg) regionálny *meridionálny a submeridionálny zlomový systém*, ktorý je mladší ako systém karpatský.

(d) Geochemicko-metalogenetická špecializácia kompetentných vulkanitov. V banskoštiavnickom rudnom obvode sa sledovali stopové obsahy Pb—Cu kvantitatívnymi spektrálnymi analýzami. Vzorky sme sa snažili odobrať čo možno najďalej od miest, kde cirkulovali hydrotermálne



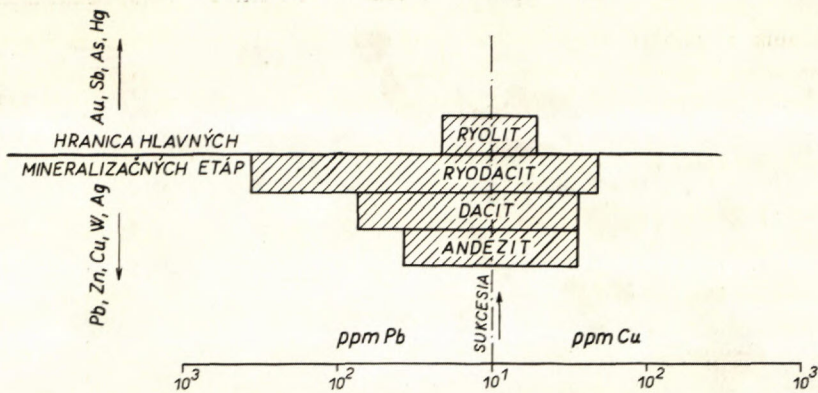


Obr. 4. Rozloženie zón primárnej mineralizácie v závislosti na rozložení ryolitov a dacitov v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode (kontúry ryolitov a dacitov podľa mapy 1:100 000, ktorú pripravuje oddelenie neovulkanitov GÚDŠ).

rudonosné roztoky, a to preto, aby sa v maximálne možnej miere vylúčil sekundárny vplyv na fónové obsahy (odber vzoriek sa robil iba orientačne).

Diferenciačný rad vulkanitov rudného obvodu je nasledovný: *pyroxén—andezit—dacit—ryodacit—ryolit*. Vzťah medzi fónovými obsahmi a týmto radom je znázornený na obr. 5. Narastanie stopových obsahov Pb, Cu až po ryodacit a ich deficit v ryolitoch opäť dokumentuje genetickú spätosť tejto časti diferenciačného radu s prvou etapou mineralizácie (Pb—Zn—Cu—W—Ag), hlavne s dacitmi a ryodacitmi, kde stopové obsahy Pb podstatne prevyšujú klarkové hodnoty udávané Wedepohlom (1956) (dacit v banskoštiavnickej oblasti má hodnotu 7 klarkov, ryodacit až 24 klarkov).

Stopové obsahy Pb v ryolitoch (pokiaľ tieto neboli postihnuté sekundárne aktivovanými hydrotermami) sú v podklarkových hodnotách nižšie ako udáva

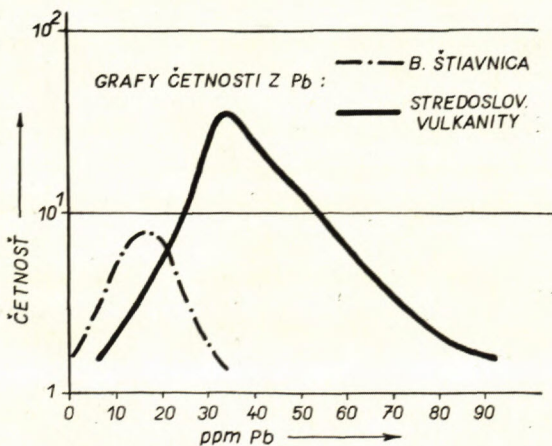


Obr. 5. Fónové obsahy Pb, Cu v diferenciáciu rade andezit-dacit-ryodacit-ryolit v Banskej Štiavnici, charakterizujúce ich príslušnú metalogenetickú špecializáciu.

Wedepohl (1956; 30 ppm) i Forgáč a Kupčo (35 ppm); v Štiavnici sa pohybujú v rozmedzí 15–20 ppm (pozri obr. 6). Histogram fónového obsahu Pb v Banskej Štiavnici je oproti klarkovým údajom v stredoslovenských neovulkanitoch deficitný.

Ryolity v stredoslovenských vulkanitoch a špeciálne v Banskej Štiavnici nemožno (iba pri klarkových alebo podklarkových obsahoch Pb) považovať za jediného nositeľa zrudnenia v stredoslovenských vulkanitoch, vrátane staršej polymetalickej etapy.

K metalogenetickej špecializácii určitých intruzív, resp. k určitým mineralogickým a geochemickým asociáciám treba ešte poukázať na niektoré *obecné*



Obr. 6. Vzťah klarkového obsahu Pb v ryolitoch III. fázy zo stredoslovenských vulkanitov s fónovým obsahom v Banskej Štiavnici.

*zákonitosti*. Genetická spätosť zlata s kyslými magmatickými diferenciátmi je známa a potvrdil ju už Emons (1937). Typy polymetalických Pb, Zn, Cu ložísk sú geneticky úzko späté v prevažnej miere s intermediárnym magmatizmom (Magačjan 1959). Aj tento poznatok je v súlade s našou schémou vývoja vulkanizmu, resp. s ním spojených rudonosných procesov.

(e) Geochronologický výskum zrudnenia v stredoslovenských vulkanitoch. Izo-

topickým výskumom (v GÚDŠ) sa v rámci neoidných ložísk zistila určitá diferenciácia v izotopickom zložení *rudného olova*. Polymetalické zrudnenie banskoštiavnického typu sa podľa svojho izotopického zloženia olova javí *starším*. Zlatonosná kremnická mineralizácia sa naproti tomu vyznačuje prítomnosťou olova s bohatšie zastúpenými rádiogénnymi izotopmi; je teda zreteľne mladšia.

Ak predpokladáme, že magmatický zdroj olova oboch mineralizácií bol prakticky ten istý, potom rozdielne izotopické zloženie svedčí aj o ich *reálnej vekovej odlišnosti*. Pre určenie časového rozpätia má, pravda, význam aj doba prípadnej špecializácie zdroja, t. j. jeho rozdelenie na dve viac-menej oddelene sa prejavujúce časti, s rôznymi kvantitatívnymi pomermi olova, uránu a thória. Takéto úvahy však presahujú rámec tohto príspevku.

Názor o genetickej spätosti Au-zrudnenia kremnického typu s mladším kyslejšším magmatizmom (mikrogranity, ryolity) je vcelku v súlade s výsledkami izotopických rozborov.

V súvislosti so sledovanou problematikou vyhotovili M. Rybár a K. Dillnberger (z GÚDŠ) ďalšie izotopické analýzy galenitov z impregnačne metasomatických zrudnení a drobných impregnačne-žilovitých indcií PbS z ryolitových a dacitových dajok.

1. Galenit z impregnačne-metasomatického zrudnenia; vrt E-Mi-2 asi 310 m pod 5. horizontom šachty Emil. Zrudnenie v spodnotriasových kvarcitoch a bridliciach.

*Izotopické zloženie:*

Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208
1,341 %	25,23 %	21,04 %	52,39 %
1,000	18,81	15,69	39,06
5,315	100,00	83,41	207,64

2. Galenit z rovnakého zrudnenia v triasových vápencoch; Banská Štiavnica, šachta Alžbeta, 12. obzor v prekope pri p. b. 24 asi 20 m JV od tohto bodu, pri kontakte s pyroxenickým andezitom.

*Izotopické zloženie:*

Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208
1,342 %	25,20 %	21,06 %	52,40 %
1,000	18,78	15,69	39,04
5,325	100,00	83,55	207,91

Z analýz vyplýva, že nejde o predterciérnu mineralizáciu obdobnú metasomatickým Pb—Zn zrudneniam z iných lokalít. Výsledok nemožno interpretovať ani v tom zmysle, že by v rámci terciéru bol medzi týmto metasomatickým a žilným zrudnením väčší časový rozdiel, postihnuteľný izotopickou analýzou. Prakticky možno predpokladať súčasný vznik metasomatického zrudnenia so žilným.

3. Galenit; slabé impregnačné zrudnenie na ryolitovej dajke, č. vz. 500, Banská Štiavnica, 12. horizont žila Ján. Izotopický rozbor mal overiť či ide o mineralizáciu mladšiu ako štiavnické žily, blízkiacu sa skôr kremnickým.

*Izotopické zloženie:*

Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208
1,340 %	25,20 %	21,07 %	52,38 %
1,000	18,81	15,73	39,09
5,317	100,00	83,62	207,85

Pb z tohto galenitu sa svojím izotopickým zložením líši od Pb z Kremnice. Na druhej strane rozdiel oproti žilnému zrudneniu štiavnického typu je nepatrný (v medziach presnosti masspektrometrických analýz). Vysvetlenie koincidencie zloženia:

(a) buď ide o galenit zo štiavnických žíl, *druhotne mobilizovaný pri alebo po vniknutí ryolitovej dajky na svoje terajšie miesto*. Genetická spätosť Pb z galenitu s ryolitickou magmou nejestvuje; pravdepodobný prípad. Alebo

(b) *Pb je geneticky späté s ryolitmi*, avšak časový úsek medzi mineralizáciou žíl a dajky je veľmi malý. To je nepravdepodobné, pretože ryolitová magma má väčší obsah U a Th, čo by sa malo výraznejšie prejavovať i na izotopickom zložení, ktoré by sa malo blížiť olovu z kremnických rudných žíl [najmä keď sa podľa terénnych výskumov predpokladá rovnaký vek ryolitových dajok v Banskej Štiavnici a ryolitov a mikrogranitov od Kremnice (III. ryolitová fáza)].

f) Použitie termometrických metód na kontakte ryolitovej žily a Špitáler zrudnenia. Termometricky sme študovali polohu kremito-piesčitých aleuritov, žilníkovite a impregnačne zrudnenú minerálmi Pb, Zn, Cu, a to pomocou metódy homogenizácie plynno-kvapalných uzavrení a dekrepitačnej — termovákuovej;\* termozvukovú nebolo možné použiť pre malé množstvo minerálov.

Najväčšia pozornosť sa venovala *sfaleritu* ako najhojnejšiemu minerálu. Je známe, že vo sfaleritoch (podobne ako v iných mineráloch) sa často nachádzajú zvyšky mineralotvorného prostredia vo forme plynno-kvapalných uzavrení. Ich homogenizačné teploty po urobení korekcie na tlak, prípadne na koncentráciu, sa považujú za teploty, pri ktorých kryštalizovali minerály daného prostredia.

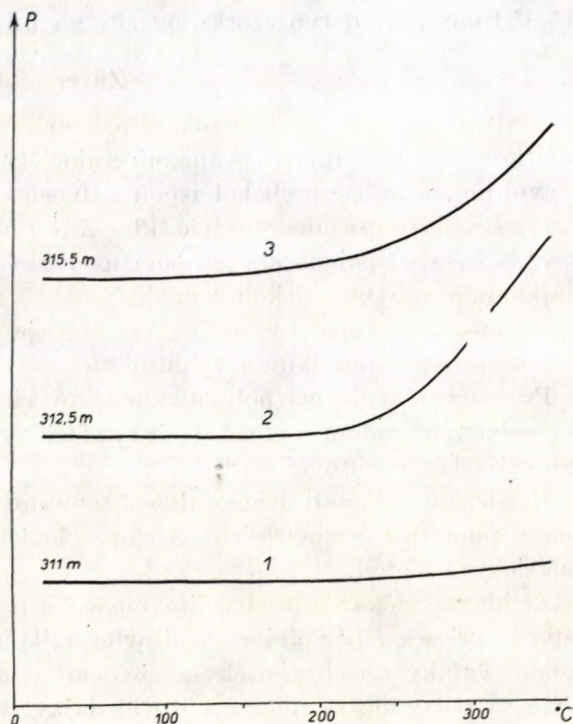
Pri mikroskopickom štúdiu sfaleritov sa nezistili vhodné plynno-kvapalné uzavreniny pre termometrické štúdium metódou homogenizácie. Pozorovali sme však uzavreniny tmavej farby, nepravidelného tvaru, zaujímavé tým, že vychádzajú z nich akési kanáliky, pripomínajúce praskliny po dekrepitácii. Uzavreniny, na ktorých nepozorovať náznaky dekrepitácie, sú zastúpené zriedkavo. Sfalerity s takými uzavreninami sa nachádzajú vo vzorkách z hĺbky 311 až 315,5 m, t. j. 5 až 9 m od kontaktu s ryolitovou dajkou.

Hoci sú tmavé uzavreniny (pevné alebo kvapalné) vo sfaleritoch dosť časté, s podobnými sme sa zatiaľ nestretli v praxi, ani v literatúre. Pravdepodobne

\* Dekrepitačná metóda termovákuová, resp. termobarická (Dolgov 1965) na rozdiel od termozvukovej, ktorá registruje zvukové efekty pri roztrhávaní plynno-kvapalných uzavrení v zahrievaných mineráloch, zaznamenáva narastanie tlaku, ku ktorému dochádza v dôsledku uvoľňovania obsahu uzavrení pri ich dekrepitácii vo vákuu.

ide o dekrepitované uzavreniny v dôsledku tepelného účinku nejakej blízkej intrúzie, ktorá mala podstatne vyššiu teplotu, než pri ktorej vznikali vlastné sfalerity. Za takúto možno považovať ryolitovú dajku, ktorá intrudovala do tesnej blízkosti zrudnenej polohy kremito-piesčitých aleuritov.

Termovákuovou metódou bola pozorovaná tiež určitá závislosť medzi dekrepitačnými teplotami sfaleritov a ryolitovou dajkou. Ako vidno z termovákuových zápisov (obr. 7), sfalerit z hĺbky 311 m (vzdialenosť od kontaktu 5 m) pri zahrievaní do 350 °C nevykázal žiadne uvoľňovanie plynov, sprevádzajúce dekrepitáciu plynno-kvapalných uzavrenín. Mierny ohyb vo smere zvýšenia tlaku, začínajúci po 200 °C sa takmer kryje s pozadím aparatury. Pri sfalerite z hĺbky 312,5 m (vzdialenosť od kontaktu 6,5 m) dekrepitácia uzavrenín začína už od 200 °C. Najnižšiu teplotu počiatku dekrepitácie uzavrenín 120–150 °C vykázal sfalerit z hĺbky 315,5 m (vzdialenosť od kontaktu 9 m).



Obr. 7. Termovakuogramy sfaleritov. 1 — vzdialenosť od kontaktu s ryolitom 5 m, 2 — vzdialenosť 6,5 m, 3 — vzdialenosť 9 m.

Pri interpretácii termovákuových zápisov treba brať do úvahy počiatok a veľkosť ohybu kriviek. Počiatok je závislý od teploty kryštalizácie a veľkosť ohybu od množstva uzavrenín. Za predpokladu, že teplota vzniku sfaleritov (najmä jej spodná hranica, ktorú možno podľa krivky č. 3 odhadnúť na 120–150 °C), bola viac-menej rovnaká, možno uvažovať o určitom tepelnom spáde, pretože počiatok ohybu kriviek so vzdialovaním sa od kontaktu s ryolitovou dajkou sa posúva smerom k nižším teplotám.

Pre lepšie objasnenie vzťahu zrudnenia k ryolitovej dajke pomocou mineralogickej termometrie by boli potrebné merania bohatšieho materiálu z viacerých miest, prípadne aj na iných mineráloch.

S intrúziou ryolitovej dajky geneticky súvisia pravdepodobne aj drobné 1–3 mm hrubé žilky kryštalického kremeňa s pyritom, nachádzajúce sa v kremito-piesčitých aleuritoch na kontakte s ryolitovou dajkou. V kremeň

možno ojedinele nájsť veľmi drobné uzavreniny, ktoré sú na rozdiel od uzavrenín vo sfaleritoch bez príznakov termického prepracovania. Ich homogenizačné teploty merané pomocou špeciálnej mikrotermokamery činili 175—220 °C.

Termovákuové analýzy boli robené na prístroji vyvinutom v GÚDŠ (Eliáš, 1967). Technické podmienky: zrnitosť 0,4—0,7 mm, rýchlosť zahrievania 10 až 15 °C/1 min., množstvo vzorky použité na 1 analýzu 0,1 gr.

### Záver

V stredoslovenských neovulkanitoch môžeme vyčleniť priestorove, časove a látkove výrazne diferencované mineralogické asociácie, zonárne usporiadané. Vývoj mineralizácie prebehol aspoň v dvoch samostatných etapách, a to:

(1) staršia etapa mineralizácie (Pb—Zn—Cu—W—Ag) je geneticky, priestorove a časove spojená s výstupom dacitických intrúzií prevažne tvorených dajkami, v subvulkanickom vývoji;

(2) mladšia etapa (Au—Sb—As—Hg) je poryolitová; zdrojove, časove a priestorove komunikuje s ryolitmi.

Proces zrudnenia má polyvulkanogénny charakter a geneticky súvisí s diferenciačným radom andezit-dacit-ryodacit-ryolit, spadajúcim do III. andezitovej a III. ryolitovej fázy.

Rozdelenie mineralizácie do dvoch samostatných etáp bolo komplexne skúmané pomocou geologických, geochronologických, geochemických a termometrických metód.

Za hlavný dôkaz o predryolitovom veku polymetalického zrudnenia považujeme priesek žily Špitáler ryolitovou dajkou, zistený vo vrte E-Mi-2. Vzájomné vzťahy oboch zložiek sa zisťovali pomocou geochemických profilov. Tým sa potvrdila sterilita ryolitovej dajky, ktorá vykázala až podklarkové stopové obsahy Pb, Zn, Cu, Ag.

V stredoslovenských neovulkanitoch sme zistili aj výraznú priestorovú a zonárnu spätosť zrudnenia s kompetentným vulkanizmom.

Orientačne sa v rudnom rajóne Banská Štiavnica zisťovali fónové obsahy Pb, Cu, ako hlavných reprezentantov polymetalického zrudnenia. Stopový obsah týchto prvkov v rade andezit-dacit-ryodacit-ryolit až po ryodacit narastal, u ryolitov sa podstatne znížil; z toho dedukujeme, že ryolitická kyslá magma nemá vhodnú metalogenetickú špecializáciu pre tvorbu polymetalického zrudnenia.

Izotopickým výskumom olova boli konštatované dva vekove diferencované typy zrudnenia: banskoštiavnická polymetalická mineralizácia a mladšia zlatoносná kremnická mineralizácia. Ryolity v kremnickom zlatoносnom rajóne i v polymetalickom banskoštiavnickom obvode prislúchajú III. ryolitovej fáze. Au-mineralizácia je časove úzko spätá s výstupom ryolitov. Z toho plynie záver, že polymetalická mineralizácia je staršia ako III. ryolitová fáza.

Termometricky sa študovala minerálna výplň žily Špitáler na kontakte s ryolitovou dajkou, hlavne sfalerit, ako najhojnejší minerál. Vo vzorkách vzdialených 5 až 9 m od kontaktu boli pozorované uzavreniny tmavej farby nepravidelného tvaru. Ide pravdepodobne o dekrepitované uzavreniny v dôsledku tepelného účinku nejakej blízkej intrúzie, ktorá má podstatne vyššiu teplotu, než pri ktorej vznikali sfalerity.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA

- [1] Böhmer M., 1961: Relations between potassium trachytes, rhyolites and mineralization in the Kremnica ore-field. Geologické práce, Zošit 60. — [2] Brlay A., 1965: Vyhodnotenie výskytov kalitrachytov (deuterotrachytov) v oblasti Nová Baňa—Rudno nad Hronom s ohľadom na obsah draslíka a využitie v poľnohospodárstve. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Dolgov J. A., 1965: Rozvitije techniki i uslovija primenenija metoda vzryvaniya vključenij Sb. Mineralogičeskaja termometrija i barometrija. Izd. Nauka, Moskva. — [4] Eliáš K., 1967: Ustanovki dlja termozvukovogo i termovakuumnogo issledovanija mineralov izpolzuemyje v Geologičeskom institute im. D. Štúra v Bratislave (v tlači). — [5] Emmons W. A., 1937: Gold deposits of the World, Mc Graw-Hill Book Co., Inc., New York. — [6] Kantor J., 1962: Isotopes of common lead from several ore deposits of the West Carpathians. Geol. práce, zoš. 61, Bratislava. — [7] Kantor J. — Rybár M., 1964: Isotopes of ore-lead from several deposits of West Carpathian Crystalline, in litt. — [8] Koděra M. — Michalenko J. — Pástor J., 1967: Vzťah zrudnenia k ryolitom v Banskej Štiavnici (v tlači). — [9] Kuthan M., 1963: Tectonic deformations on the central Slovakia neovolcanic region and the relations between volcanism and tectonics. Geologické práce, Zprávy 28. — [10] Lindgren W., Bastin E., 1922: Geology Braden mine, Chile. Econ. Geology 17. — [11] Magakjan I. G., 1959: Osnovy metalogenii materikov. Izdatelstvo AN Armjanskoj SSR, Jerevan. — [12] Manilici V. — Giusca D. — Victoria-Stiopol 1965: Studiul zacamintului de la Baia Sprie (Reg. Baia Mare). Memorii vol. VII. Bucuresti 1965. — [13] Mihaliková A., 1966: K nomenklatúre tzv. dacitov z oblasti banskoštiavnického rudného obvodu. Geol. práce, Zprávy 40. — [14] Rozložník L., 1966: Výskum hornín Štiavnického ostrova — časť stratigrafia, tektonika a metalogenéza. Záverečná zpráva, Geofond, Bratislava. — [15] Štohl J., 1960: Nové názory na zonálnosť štiavnicko-hodrušských rudných ložísk. Rukopis. — [16] Wedepohl K. H., 1956: Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. Geochemica et Cosmochimica Acta vol. 10.

K. ELIÁŠ — J. KANTOR — J. ŠTOHL

#### INTRAMINERALIZATIONAL POSITION OF RHYOLITES IN BANSKÁ ŠTIAVNICA

In the central-Slovakian neovolcanites mineralogical association of mutual zonal arrangement may be distinguished. They are distinctly differentiated from one another as to space, time and material. The development of the entire mineralization took place at least in two separate epochs, viz.:

(1) *The earlier Pb—Zn—Cu—W—Ag mineralization period is genetically, spacially and chronologically connected with subvolcanic dacitic intrusions formed prevalently of dikes and stocks.*

(2) *The younger Au—Sb—As—Hg mineralization period is postrhyolitic yet connected with the latter as to source, time and space.*

The process of mineralization is of the polyvolcanogene character, genetically connected with the differentiation row of andesite-dacite-rhyodacite-rhyolite that was active in the course of the III<sub>rd</sub> andesitic and rhyolitic phase (Sarmatian).

The problem of the division of mineralization into two independent periods was studied by a complex of geological, geochronological, geochemical and thermometrical methods.

The most important proof of the pre-rhyolitic age of the polymetallic mineralization may be seen in the direct intersection of the Špitáler vein with the rhyolite dike. This is in the borehole E-Mi-2, and therefore the mutual relations were also determined by means of the geochemical profiles. Thus the complete sterility of the rhyolite dike with subclark trace contents of Pb, Zn, Cu, Ag was unambiguously proved.

In addition also the distinct spacial and zonal connection between the mineralization and the competent volcanism may be determined in the central-Slovakian neovolcanites. In the ore region of Banská Štiavnica, orientational research of the phone contents of Pb, Cu as the main representatives of the polymetallic ore mineralization was carried out. The trace contents were increasing in the differentiation row of andesite-dacite-rhyodacite-rhyolite up to rhyodacite, while in rhyolites they were decreasing. From that the conclusion may be drawn that the rhyolitic acid magma has no suitable metallogenetic specialization for the formation of polymetallic mineralization.

By isotopic research of common lead two types of mineralization have been determined in the central-Slovakian volcanites. They are distinctly differentiated as to their age. The first is the Banská Štiavnica polymetallic mineralization, the second — younger gold-bearing Kremnica mineralization. Rhyolites in the Kremnica gold-bearing region as well as those in the polymetallic Banská Štiavnica region belong to the III<sub>rd</sub> rhyolitic phase. The gold-bearing mineralization is chronologically closely connected with dikes of rhyolites. That means that the polymetallic mineralization is older than the III<sub>rd</sub> rhyolitic phase.

The mineral filling of the Špitáler vein on the contact with the rhyolite dike was the subject of thermometrical study. Sphalerite was paid the greatest attention, since it was the most abundant mineral. In the samples distanced 5 to 9 m from the contact dark and irregular inclusions were observed. They are perhaps inclusions decrepitated by the rise of temperature above the forming temperature of sphalerites near the rhyolite dike.



LADISLAV ŠKVARKA

## VÝSKUM VÔD STREDOSLOVENSKÝCH NEOVULKANITOV A ICH PODLOŽIA

Územie neovulkanitov Slovenska je pomerne husto obývané a pritom trpí nedostatkom vhodných vodných zdrojov, čo spomaľuje jeho ďalší rozvoj. Podľa výhľadových plánov spotreba vody do r. 1980 vzrastie oproti dnešnému stavu asi 3 krát. V tomto príspevku sa zaoberám hydrogeologickými pomermi v neovulkanických horninách. Neovulkanity Slovenska pokrývajú plochu asi 5400 km<sup>2</sup>, t. j. asi 10 % z celého územia. Na strednom Slovensku budujú pohoria Pohronský Inovec, Vtáčnik, Kremnické hory, Štiavnické pohorie, Poľanu, Javorie a Krupinskú vrchovinu. Drobné ostrovky tvoria v okolí Brezna, Vepora, Lučenca a Filakova. Na východnom Slovensku tvoria Slánske pohorie s Miličom a Vihorlat s Popričným.

Geomorfologické pomery sú odrazom stratovulkanickej stavby. Striedajú sa tu pokryvy a prúdy efuzívnych hornín (radu andezit-ryolit-čadič) s pyroklastickými horninami (tufy, aglomeráty). Pôvodná stavba je intenzívne porušená mladšou tektonikou a denudáciou, takže terajší reliéf tvorí sústava chrbtov, oddelených hlbokými údoliami. Morfologicky výrazne vystupujú efuzívne pokryvy. Pyroklastiká vytvárajú menej výrazné morfológické formy. Povrch neovulkanitov je veľmi členitý; nadmorské výšky sa pohybujú od 200 m do 1450 m n. m.

Stredoslovenské neovulkanity sú odvodňované potokmi do povodia rieky Hron a Ipeľ, sčasti do rieky Nitra a Žitava, ešte menej do povodia Váhu. Východoslovenské neovulkanity sú odvodňované Hornádom, Roňvou, Topľou, Ondavou, Laborcom a Uhom.

Povrchový odtok a klimatické pomery územia neovulkanitov Slovenska ilustrujú tieto dáta (Dub 1954).

	stredné Slovensko	východné Slovensko		stredné Slovensko	východné Slovensko
minimálny špec. odtok v l/sek/km <sup>2</sup>	0,5—1,0	0,3—0,5	priem. ročná tep- lota v °C	4—7	5—8
priem. špec. odtok za roky 1931—40 v l/sek/km <sup>2</sup>	5,0—20,0	5,0—7,5	úhrnný ročný vý- par za roky 1931— 1940 v mm	550—400	550—400
priem. ročný úhrn zrážok v mm	700—1200	650—800			

Podľa Končeka ide o mierne teplú oblasť, s vyrovnanými zrážkami v priebehu roku, resp. s lokál. maximami v máji, októbri a decembri. Napr. v dlhodobom priemere v Žarnovici medzi najsuchším (február) a najvlhším mesiacom (máj) je rozdiel iba 31 mm zrážok. Priemerný ročný úhrn zrážok v údolí Hrona sa pohybuje okolo 700 mm, v pohorí Vihorlat 700—900 mm, v Slánskych horách 650—800 m; vyššie položené časti Vtáčnika, Polany, Kremnického pohoria majú nad 1000 mm zrážok.

Neovulkanické horniny sú zastúpené radom: andezit-ryolit-čadič a ich pyroklastikami. Majú stratovulkanickú stavbu, a pričleňujeme ich k subsekventnému a finálnemu štádiu vulkanizmu. Priebeh vulkanickej činnosti, ktorá začala v burdigale a pokračovala do konca sarmatu, opisuje Kuthan (1961).

V oblasti neovulkanitov rozlišuje Kuthan (1961) tri základné tektonické smery. Najstarší zlomový systém je smeru SZ—JV, ktorý sa uplatnil po skončení hlavných fáz vrásnenia; S—J systém prevláda v centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov. Najmladší ZSZ—VJV smeru neprejavuje sa tak intenzívne.

### Hydrogeologické pomery

*Aluviálne náplavy rieky Hron.* Hron preteká vulkanitmi v úseku Zvolen—Kozárovce; priemerný prietok činí 50 m<sup>3</sup>/sek. Vytvára aluviálnu nivu širokú niekoľko 100 m. Náplavy (5—10 m mocné) tvoria zahmlinené štrkopiesky a náplavové hliny. Výdatnosť vrtov je však pomerne malá (Šuba 1964). Uskutočnilo sa tu celkom 38 hydrogeologických vrtov zhruba do hĺbky 10 m. Z toho: 14 vrtov malo menšiu výdatnosť ako 1 l/sek; 15 vrtov od 1—5 l/sek; 8 vrtov od 5—10 l/sek. a iba 1 vrt mal výdatnosť 11,6 l/sek.

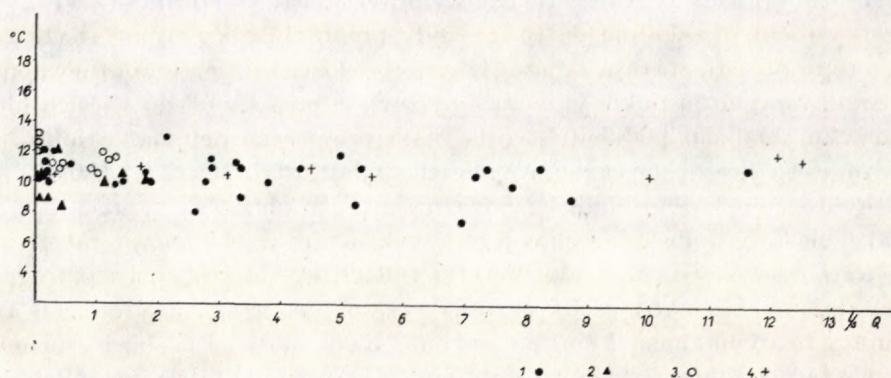
Po chemickej stránke je to voda veľmi nekvalitná. Obsahuje zvýšené množstvá Fe a Mn; je znečistená aj amoniakom, chloridmi, síranmi a dusitanmi, pochádzajúcimi z priemyselných odpadových vôd. Ich celková mineralizácia kolíše od 245 do 1145 mg/liter. Vodu z alúvia by bolo možné použiť pre pitné účely iba po veľmi nákladnej úprave.

*Aluviálne náplavy rieky Slatina* (Banský 1964) sú 4 až 7,0 m mocné; zvodnený horizont (2—3,0 m) tvoria štrkopiesky. Bolo tu vyvŕtaných 13 hydrogeologických vrtov o priemernej hĺbke 8—10,0 m. Z toho: 10 vrtov malo

menšiu výdatnosť ako 0,5 l/sek; 3 vrty do 2 l/sek. Voda je po menšej úprave vhodná pre pitné účely.

*Aluviálne náplavy rieky Štiavnica* (Bujalka 1962) sú 6,0–12,0 m mocné; z toho zvodnený horizont, tvorený štrkopieskami 1,0–4,0 m. Bolo tu odvrátané 17 hydrogeologických vrto v priemernnej hĺbke 10 m. Z toho: 10 vrto malo menšiu výdatnosť ako 1,0 l/sek; 3 vrty od 1,0 do 5,0 l/sek; 2 vrty od 5,0 do 10,0 l/sek. a 2 vrty 12,0 l/sek. Kvalita vody je však zhoršená zvýšeným obsahom Fe a Mn.

*Aluviálne náplavy rieky Krupinica*. Hrúbka aluviálnych náplavov (Bujalka 1962) kolíše od 6,0 m do 13,0 m. Bolo tu odvrátané 16 hydrogeologických vrto. Z toho: 12 vrto malo výdatnosť do 1 l/sek; 3 vrty od 1,0 do 5,0 l/sek; 1 vrt 18,0 l/sek.



Obr. 1. Hydrogeologické vrty v alúviách riek neovolkanitov: 1 — Hron od Zvolena po Kozárovce; 2 — Slatina; 3 — Krupinica; 4 — Štiavnica.

Záverom možno konštatovať, že alúvium riek v stredoslovenských neovolkanitoch je na vodu pomerne chudobné. Spôsobené je to malou mocnosťou aluviálnych náplavov a hlinitým rozpadom vulkanických hornín. Aluviálne štrkopiesky sú pomerne silno zahlinené. Voda obsahuje zvýšený obsah železa a mangánu, v alúviu Hrona je ešte znečistená chloridmi, síranmi, dusitanmi a amoniakom, ktorý pochádza zo znečistenín (odpadových vôd).

### Neovolkanické horniny

V neovolkanitoch stredného Slovenska môžeme vyčleniť na základe hydrogeologického charakteru niekoľko oblastí:

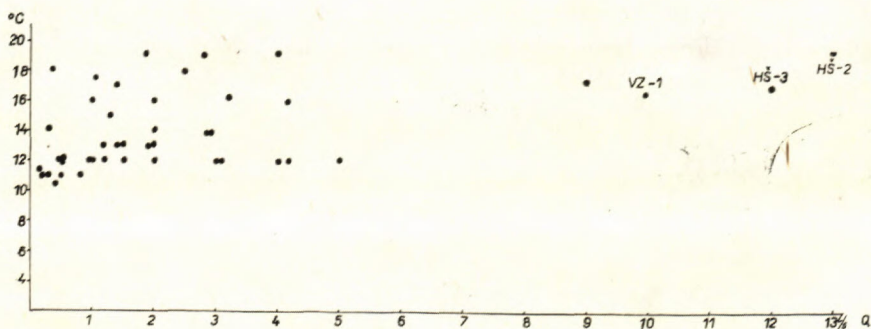
[1] *Oblasť vrcholových andezitov*, ktoré budujú ústredný chrbát vulkanických pohorí (Vtáčnik, Poľana, Kremnické pohorie). Ide zväčša o prúdy andezitov, vypreparované a silne rozpukané, s častými kryhovými zosuvmi a otvorenými puklinami. Svahy sú pokryté rozsiahlymi moriami sutín. Ročný úhrn zrážok

obyčajne tu presahuje 1000 mm. Tieto faktory priaznivo pôsobia na hydrogeologický charakter oblasti. Priepustné pokryvné útvary akumulujú zrážkovú vodu, a odovzdávajú ju silne rozpukanému skalnému podkladu. Najčastejšie tu stretáme puklinovo-vrstevné pramene, ktoré vyvierajú vysoko nad eróznou bázou na styku rozpukaných prúdov andezitu s pyroklastikami, ktoré sú puklinami menej porušené. Pramenné línie dosahujú výdatnosť až 5 l/sek. Puklinové vody často prenikajú svahovými uloženinami, v ktorých sa koncentrujú a v údoliach sústredene vychádzajú na povrch ako puklinovosutinové vývery s výdatnosťou až 5 l/sek. Ich výdatnosť značne ovplyvňujú klimatické pomery. Najpočetnejšie sú drobné vývery s výdatnosťou do 0,5 l/sek.

[2] *Oblasť s intenzívnejšie denudovaným reliéfom*, kde vulkanické horniny sú postihnuté intenzívnejšími premenami (charakteristická je oblasť B. Štiavica). Vystupujú tu v prevahe efuzíva, kým pyroklastické horniny sa vyskytujú iba sporadicky. Vzhľadom na to, že vody prenikajú cez polymetalické zrudnenie tejto oblasti, stávajú sa agresívnymi; rozložené iliticko-montmorilonické zvetraniny zaplňujú pukliny, čo značne znižuje presak vôd do väčších hĺbok. Pokrývku sklaného podkladu tvoria málo priepustné deluviálne hliny. Nachádzame tu síce dosť prameňov, ale ich výdatnosť je max. 0,2 l/sek.

Z hydrogeologického hľadiska považujeme túto oblasť za nepriaznivú.

[3] Oblasť Krupinskej vrchoviny sa vyznačuje *absolútnou prevahou pyroklastického materiálu* (tufy, aglomeráty, tufity). Čo do zrnitosti i petrografického zloženia ide o rôznorodý materiál, často premiestňovaný eróziou a postihnutý rôznymi chemickými premenami. Kým tufitické horniny s prímiesou sedimentárneho materiálu sú málo priepustné, pemzové tufy vhodného granulometrického zloženia sú dobre priepustné. Dominuje u nich priepustnosť pórová (Ostrolucký). Hydrogeologickými vrtmi (do 40–80 m) bola získaná výdatnosť 1–5 l/sek. na jeden vrt (viď obr. 2). Táto oblasť sa vyznačuje nedostatkom prirodzených výverov vody; ide obyčajne o nepatrné vývery o výdatnosti 0,1–0,3 l/sek. Prevažná časť vody sa dostáva do povrchových tokov,



Obr. 2. Hydrogeologické vrtvy v neovolkanitoch.

založených tektonicky. Na zlomových líniách nachádzame občas vývery so zvýšenou teplotou, čo svedčí o ich hlbšom obeh.

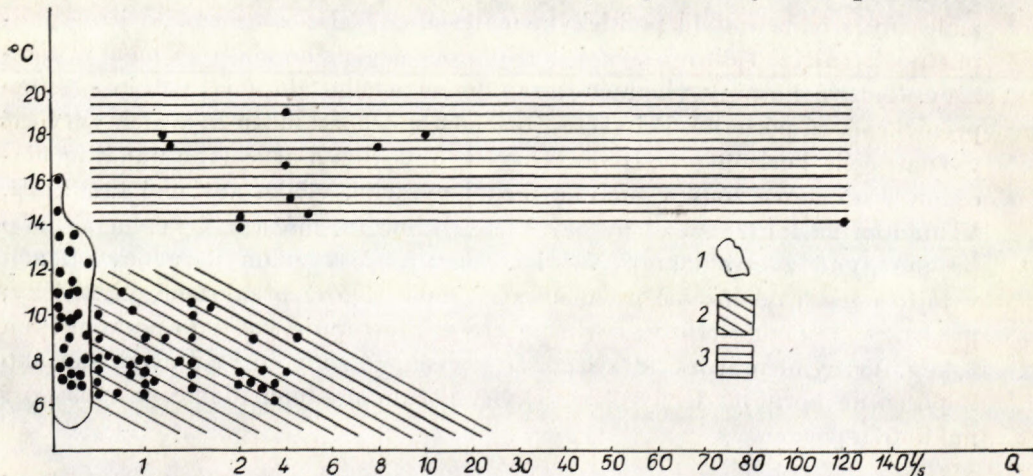
Priepustnosť vulkanických hornín bola overovaná pri prieskume základových pôd pre projekty vodných diel (Nemček 1955).

Svetlé autometamorfované pyroxenické andezity sú pri malom rozpukaní takmer nepriepustné. Únik vody do vrtu pri tlaku 10 atmosfér bol nepatrný. U brekciovitých andezitov a aglomerátov špecifická strata vody sa pohybovala pri tlaku 5 atm. od 0,2—2,0 l/min. Polohy andezitových zlepcov a tufov sú pre vodu priepustné; špecifická strata vody pri tlaku 10 atm. sa pohybuje od 2—10 l/min. Čadiče sa prejavili ako nepriepustné.

V oblasti neovulkanitov nachádzame množstvo prírodných výverov vôd, avšak malých výdatností (viď obr. 3). Väčšie vývery (s výdatnosťami od 1—10 l/sek.) sú iba na silne rozpukaných ústredných chrbtoch vulkanických pohorí. Teplota vody sa tu pohybuje od 4,0 °C do 10 °C. Najvýdatnejšie pramene na význačnejších poruchách majú zvýšenú teplotu (od 13 do 20 °C i viac). Ich výdatnosť je niekedy niekoľko desiatok litrov za sekundu (napr. Podzámčok Q-120 l/sek., teplota vody 14,5 °C; Vajsov prameň 16 l/sek., teplota vody 16 °C atď.). Takéto pramene často stretávame na tektonickom styku neovulkanických hornín s neogénnymi sedimentmi kôtlín.

V centrálnej časti neovulkanitov sú časté staré banské štôlne, ktoré drénujú vody zóny zvýšenej puklinovitosti. Ich výdatnosť kolíše od 2,0—10,0 l/sek. Najvýdatnejší zdroj bol narazený pri výstavbe železničného tunela Remata, z ktorého vyteká 40 l/sek. Teplota vody je 8—12 °C.

Obeh vody je v neovulkanitoch podmienený v prevažnej miere puklinovi-



Obr. 3. Vývery vôd z neovulkanitov: 1 — sutinové vývery a z drobných puklín; 2 — vývery z väčších puklín a vrstvené pramene; 3 — vývery z významnejších poruchových zón.

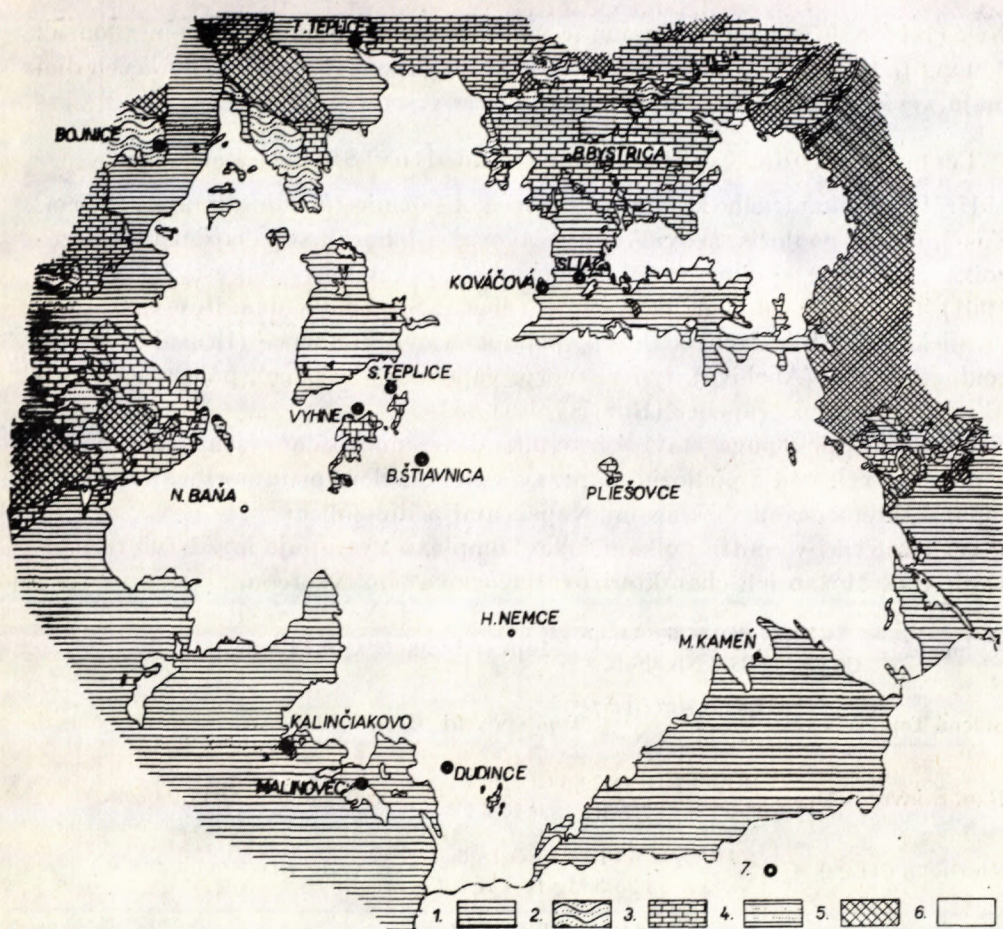
tostou hornín. Rozlišujeme pukliny, vzniklé v zóne zvetrávania, spôsobené predovšetkým klimatickými činiteľmi a účinkami gravitácie (zosúvanie na prudkých svahoch). Puklinové vody, ktoré prúdia sieťou drobných puklín, nazývame vody zóny zvýšenej puklinovitosti. Napájané sú zo zvetraného plášťa, ktorý zachytáva zrážkové vody a odovzdáva ich skalnému podkladu. Výdatnosť početných drobných pramienkov v tejto zóne zriedkavo prekročí 1 l/sek. Ich režim je silne ovplyvnený klimatickými pomerami. Vody tejto zóny nemožno považovať za väčší rezervoár podzemných vôd; majú iba lokálny význam.

### Vody poruchových zón

Poruchy podmienené tektonickou činnosťou v zemskej kôre vytvárajú sa podľa jednotného tektonického plánu v štruktúrach regionálnych rozmerov. Doprevádzané sú sieťou drobných trhlín rovnakého generálneho smeru. Vďaka vysokej krehkosti efuzívnych hornín ľahko vznikajú v nich pukliny a zlomy hlbšieho tektonického založenia. Poruchové brekciovité zóny môžu byť pre vodu priepustné; môžu v nich vzniknúť zvodnené zóny so značnými zásobami podzemných vôd. Infiltrujú podzemnú vodu z väčšieho územia zo zóny zvýšenej puklinovitosti. Osobitným prípadom sú okrajové poruchové zóny, oddeľujúce vulkanický komplex od neogénnych panví. Tu môžu komunikovať vody v poruchových zónach s artézskou nádržou v podhorských oblastiach. Z toho vyplýva, že pri prieskume podzemných vôd musíme pozornosť venovať hlavne tektonickým zlomom.

Perifériu oblasti vulkanitov tvorí prevažne pyroklastický materiál, sedimentovaný vo vodnom prostredí. Eróziou mohol byť ešte premiestňovaný, resp. zmiešaný s cudzorodým pelitickým materiálom, čo značne znížilo jeho priepustnosť. Takýto tufitový vývoj je z hydrogeologického hľadiska menej priaznivý. Tufové horniny vhodného granulometrického zloženia ak nie sú silne premenené, sú pórovité. Pri väčšej rozlohe a mocnosti môžu sa v nich vytvoriť význačnejšie horizonty podzemných vôd, obyčajne s negatívne napätou hladinou. Poruchové zóny v nich sú menej výrazné, vďaka zníženej krehkosti. Vzhľadom na ľahší rozpad pyroklastických hornín, môžu byť vyplnené málo priepustnými zvetraninami. Napriek tomu však význam poruchových zón v tejto oblasti nemôžeme prehliadnuť. Údolia tokov sú založené tektonicky; predstavujú spodnú eróziu bazu, po ktorej prestupujú vody do povrchových tokov. Vrtnými prácami sa zistilo, že poruchové zóny sú viac zvodnené ako neporušené horniny. U pyroklastických hornín predpokladáme priepustnosť puklinovo-pórovú.

Na overenie našich predpokladov sa uskutočnili r. 1966 3 vrty, ktoré mali zachytiť význačnejšie okrajové poruchové zóny; 2 vrty boli situované do poruchovej zóny, ktorá tektonicky oddeľuje neogén Bátovskej kotliny od vulkanitov Štiavnického pohoria. Vrt HŠ-2 zachytil v hĺbke 40 m poruchovú zónu až do hĺbky 100 m. Nastal z nej výron vody



Obr. 4. Náčrt geologických pomerov s vyznačením výverov vôd. 1 — neogén; 2 — paleogén; 3 — mezozoikum; 4 — mladšie paleozoikum; 5 — kryštalinikum; 6 — neovulkanity; 7 — vývery termálnych vôd.

o výdatnosti 10 l/sek. (preliv v úrovni terénu). Teplota vody bola zvýšená (19 °C). Vrt HŠ-3 v tejto oblasti dosiahol výdatnosť 3 l/sek v úrovni terénu. Čerpacím pokusom bola overená výdatnosť 12,5 l/sek pri znížení hladiny vody 27 m pod terén. Teplota vody bola 16 °C. Tretí vrt VZ-1 bol situovaný v oblasti Čaradice od poruchovej zóny, oddeľujúcej vulkanické horniny Pohronského Inovca od neogénnej panvy. Je to oblasť na vodu veľmi chudobná. Čerpacím pokusom bola overená výdatnosť 10 l/sek pri znížení hladiny vody 55 m pod terén. Teplota vody bola 16 °C. Sú to najvýdatnejšie vrty v oblasti neovulkanitov. Potvrdzujú predpoklady, že poruchové zóny regionálneho rozsahu sú najnádejnejšie pre získanie nových zdrojov podzemných vôd. Ich nevýhodou je mierne zvýšená teplota.

V dôsledku malej rozpustnosti vulkanických hornín sú vody neovulkanitov málo mineralizované. Vody z andezitov majú mineralizáciu od 200 do 300 mg/l.

Niečo zvýšenú mineralizáciu majú vody z pyroklastických hornín (300 až 500 mg/l). Charakter vôd je hydrokarbonátno-vápenatý. Vody z banských diel majú zvýšenú mineralizáciu a obsahujú sírany.

### Termálne vody v oblasti neovulkanitov Slovenska

Hrúbka vulkanického komplexu značne kolíše a miestami dosahuje až 1200 m. Značnú časť podložia neovulkanitov tvoria asi horniny paleozoika a mezozoika (prevažne spodné členy zachované útržkovite v depresiách; Fusán 1961). Časť podložia tvorí paleogén a neogén. Spod neovulkanitov vystupujú na niekoľkých miestach podložné spodnotriasové kremence (Brusník), granitoidné horniny (Ábelová), fylity, svory, vápence (Pliešovce), paleozoické horniny, resp. mezoz. vápence (B. Štiavnica) atď.

Hrastovo-priekopová stavba neovulkanitov umožňuje výstup termálnych a minerálnych vôd z podložia, napr. tvoreného žulou, metamorfovanými horninami, kremencami, bridlicami, vápencami a dolomitmi.

Na periférii i v centre vulkanického komplexu vystupuje množstvo termálnych vôd. Možno ich charakterizovať Kurlovovými vzorcami:

$$\text{Vyhne } M_{1,15} \frac{\text{HCO}_3 57 \text{ SO}_4 36,5 \text{ SiO}_2 5,6}{\text{Ca } 59 \text{ Mg } 23,9 \text{ Na } 8,6 \text{ K } 4,2} \text{ Tep. vody } 38 \text{ }^\circ\text{C, Q-6,7 l/sek.}$$

$$\text{Sklené Teplice } M_{2,4} \frac{\text{SO}_4 83,9 \text{ HCO}_3 15,7}{\text{Ca } 70 \text{ Mg } 27 \text{ Na } 2} \text{ Tep. vody } 51 \text{ }^\circ\text{C Q-20,00 l/sek.}$$

$$\text{Ban. Štiavnica } M_{1,7} \frac{\text{SO}_4 69,7 \text{ HCO}_3 28,5 \text{ Cl } 1,7}{\text{Ca } 50,3 \text{ Na } 27,7 \text{ Mg } 18,4 \text{ K } 1,7} \text{ Tep. vody } 48,5 \text{ }^\circ\text{C Q-17,0 l/sek.}$$

$$\text{Santovka CO}_2 2,0 M_{6,1} \frac{\text{HCO}_3 62,6 \text{ Cl } 18,7 \text{ SO}_4 18,6}{\text{Na } 43,8 \text{ Ca } 35,5 \text{ Mg } 16,4 \text{ K } 3,7} \text{ Tep. vody } 16,0 \text{ }^\circ\text{C Q-0,5 l/sek.}$$

$$\text{Malinovec CO}_2 1,36 M_{7,3} \frac{\text{HCO}_3 64,2 \text{ Cl } 21 \text{ SO}_4 14,4}{\text{Na } 49,3 \text{ Ca } 29,5 \text{ Mg } 16,7 \text{ K } 4,3} \text{ Tep. vody } 26,2 \text{ }^\circ\text{C Q-9,0 l/sek.}$$

$$\text{Dudince CO}_2 1,4 \text{H}_2\text{S } 9,8 \text{ mg } M_{7,3} \frac{\text{HCO}_3 65 \text{ SO}_4 15 \text{ Cl } 20}{\text{Na } 48 \text{ Ca } 32 \text{ Mg } 14 \text{ K } 4,6} \text{ Tep. vody } 28,2 \text{ }^\circ\text{C Q-20,0 l/sek.}$$

$$\text{Kalinčiakovo } M_{1,1} \frac{\text{HCO}_3 55,5 \text{ SO}_4 40,4 \text{ Cl } 3,29}{\text{Ca } 53,8 \text{ Mg } 29,9 \text{ Na } 13,9 \text{ K } 2,1} \text{ Tep. vody } 25,8 \text{ }^\circ\text{C Q-7,0 l/sek.}$$

$$\text{Turč. Teplice } M_{1,4} \frac{\text{SO}_4 55,7 \text{ HCO}_3 44,7 \text{ Cl } 0,4}{\text{Ca } 71,8 \text{ Mg } 27,3} \text{ Tep. vody } 45,0 \text{ }^\circ\text{C Q-25,0 l/sek.}$$

$$\text{Bojnice } M_{3,7} \frac{\text{HCO}_3 72,9 \text{ SO}_4 25,9 \text{ Cl } 1,1}{\text{Ca } 62,3 \text{ Mg } 26,7 \text{ Na } 9,6 \text{ K } 1,1} \text{ Tep. vody } 45,9 \text{ }^\circ\text{C Q-39,0 l/sek.}$$

$$\text{Kováčová CO}_2 0,8 M_{3,7} \frac{\text{SO}_4 67 \text{ HCO}_3 32,7}{\text{Ca } 65,7 \text{ Mg } 29,3 \text{ Na } 3,3 \text{ K } 1,4} \text{ Tep. vody } 48,0 \text{ }^\circ\text{C Q-50,0 l/sek.}$$

$$\text{Sliach CO}_2 1,4 M_{4,9} \frac{\text{SO}_4 73 \text{ HCO}_3 25,2}{\text{Ca } 64,9 \text{ Mg } 25,1 \text{ Na } 5,7 \text{ K } 2,2} \text{ Tep. vody } 33,0 \text{ }^\circ\text{C Q-5,5 l/sek.}$$



V centrálnej časti vystupujú termálne vody z podloží hornín v *Sklených Tepliciach, Vyhniach a Ban. Štiavnici*. Ďalšia žriedelná štruktúra je medzi Levicami a Dudincami. Jej vznik podmieňuje chrbát kryštalickej horniny s mezozoickým obalom (Hynie 1957) v podloží neogénu; na povrch sa vynoruje v niekoľkých eleváciách. Vyviera z neho rad termálnych kyseliek od Kalinčikova po Dudince.

V *Dudinciach* podložie v hĺbke 56—103 m (Hynie 1960) tvoria spodnotriasové kremence. Hynie predpokladá infiltračné oblasti v neovulkanitoch stredného Slovenska.

MaheI (1966) predpokladá, že značná časť vôd infiltrovaných v mezozoiku dostáva sa pod neogénnu výplň kotlín i pod neovulkanické pohoria, synklinálami v podloží a vyviera ďaleko od svojich infiltračných oblastí. Ostrovy starších útvarov predstavujú okrajové časti synklinórií a podmieňujú ich výstup k povrchu. Často sú takéto hrasti pokryté neogénnymi horninami a na povrch nevystupujú (Dudince, B. Štiavnica). Na základe týchto predpokladov možno očakávať nové zdroje termálnych vôd v podloží neovulkanitov v priepustnejších karbonatických komplexoch. Potvrzuje to aj výver termálnej vody v B. Štiavnici, narazený banskými prácami (r. 1880) o výdatnosti 17 l/sek a teplote vody 48,5 °C na poruchovej zóne vo vulkanickom komplexe. Voda preniká z podloží karbonatických komplexov.

V rámci riešenia problému bol odčerpávaný vrt GK-2 Antol, hlboký 1200 m, situovaný do hlbokkej depresie, ktorá z hľadiska zvodnenia sa javí menej nádejná. Režim podzemných vôd v oblasti vrtu je ovplyvnený drenážnym účinkom Štiavnických baní a preto statická hladina vody bola 80 m pod terénom.

Vrt do hĺbky 1198 m zachytil vulkanické horniny, od 1198—1200 m vápence. Po prečistení vrtu bol čerpacím pokusom odskúšaný nezapažený úsek vrtu od 1138—1200 m. Pri znížení hladiny vody na 380 m pod terén, bola dosiahnutá výdatnosť 0,1 l/sek. Typ vody je natrium-kalcium-bikarbonátovo-sulfátny, s celkovou mineralizáciou 888 mg/l. Maximálna teplota vody na povrchu bola 33 °C. Vzhľadom na malú výdatnosť sa voda počas čerpania na povrch značne ochladila.

Na skutočné teplotné pomery na vrte môžeme usudzovať z termometrických meraní:

hĺbka v m	Teplota				
	po 25 hod. kludu vo vrte v °C	po 7 dňoch kludu vo vrte v °C			
100	16,8 °C	25,3 °C	800	50,8	54,0
200	21,6	29,7	900	55,2	57,6
300	26,6	33,8	1000	58,8	61,0
400	31,4	37,9	1100	61,9	63,9
500	36,6	41,1	1140	63,3	64,7
600	41,5	46,0	1170	64,1	
700	46,3	50,3			

Priemerný geotermický stupeň je 19,3 m/°C.

Podľa priebehu termometrickej krivky môžeme odhadnúť vrstevnú teplotu vody v skúšanom horizonte na 60—65 °C. Vrtom boli zachytené málo priepustné horniny; výsledky vrtu však potvrdzujú názor o možnom výskyte termálnych vôd v podloží neovulkanitov. Pri zachytení priepustnejších zvodnených horizontov, prípadne zvodnených poruchových zón s výtlačnými výškami nad terén, môžu mať značný hospodársky význam; preto i ďalšie štruktúrne vrty budú hydrogeologicky odskúšané.

*Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA

- [1] Banský M., 1964: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov v povodí Hrona. Rukopis; Geofond Bratislava. — [2] Böh m V. — Klír S. — Ostrolucký P., 1964: Hydrogeologické pomery centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov a Krupínskej vrchoviny. Geol. práce, Zprávy 32, Bratislava. — [3] Böh m V. — Melioris L., 1961: Náčrt hydrogeologických pomerov oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Acta geologica et geographica universitatis Comenianae. Geologica Nr. 7. — [4] Böh m V. — Škvarka L., 1965: Die bisherigen Erkenntnisse über hydrogeologische Verhältnisse der Neovulkanite im Gebiet der Slowakei. Carpatho-Balkan Geological Association, Congress Sofia. September 1965. Reports, Part V. — [5] Böh m V., 1965: Hydrogeologické pomery žiarskej kotliny. Acta geologica et geographica universitatis Comenianae. Geologica Nr. 10. — [6] Bujalka P., 1962: Hydrogeologický prieskum náplavov Krupinice a Štiavnice. Rukopis; Geofond Bratislava. — [7] Ďuratný S. — Fusán O. — Kuthan M. — Plančár J. — Zbořil L., 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. Geologické práce, Zprávy 36, Bratislava. — [8] Franko O., 1964: Problémy výskumu termálnych vôd Slovenska. Geologické práce, Zprávy 32, Bratislava. — [9] Franko O. — Škvarka L., 1964: Podzemné vody Nováčkových uholných baní. Geol. práce, Zprávy 32, Bratislava. — [10] Hansel J., 1951: Balneografia Slovenska, Bratislava. — [11] Hynie O., 1954: Hydrogeologický posudok o výsledku druhej pokusnej vrtby na minerálnu vodu. (S-3). Rukopis; Geofond Bratislava. — [12] Hynie O., 1956: Záverečný hydrogeologický posudok o termálnych žriedlach v Malinovci. Rukopis. Geofond Bratislava. — [13] Hynie O., 1957: Posudek o vrtbě B-3 v Malinovci. Rukopis; Geofond Bratislava. — [14] Klír S., 1963: Thermálne vody stredoslovenských neovulkanitů a jejich neogenního okraje. Geologické práce. Zprávy 35, Bratislava. — [15] Klír S., 1960: Hydrogeologické pomery revíru František šachty v B. Štíavici. Geologické práce, Zprávy 18, Bratislava. — [16] Klír S., 1965: Geothermický výskum vrtu GK-1 u Hontianskych Nemečů na Slovensku. Geologické práce, Zprávy 36 Bratislava. — [17] Klír S., 1962: Prognóza výskytu termálnych vod v podloží mladých vyvřelin Středního Slovenska. Geologický průzkum č. 7. — [18] Kuthan M., 1963: Tectonic deformations of the central Slovakia neovulcanic region. Geologické práce, Zprávy 28, Bratislava. — [19] Kuthan M., 1958: K problémom neovulkanitov Slovenska. Geologické práce, Zošit 49. — [20] Maheľ M., 1950: Hydrogeologické pomery v Sklených Tepliciach Rukopis, archív Geol. ústavu Bratislava. — [21] Maheľ M., 1966: Niektoré hydrogeologické problémy vo svetle nových tektonických poznatkov. Geologické práce, Zprávy 38, Bratislava. — [22] Myslíl V., 1964: Hydrogeologický výskum kyslíčnika uhličitého. Sborník Geologických věd rada HIG,

sväzok I. Praha. — [23] Ostrolucký P., 1958—64: Zprávy z hydrogeologických vrtoŕ prevedených v oblasti neovulkanitov. Zprávy za vrty. Rukopis; Geofond Bratislava. — [24] Struňák P., 1965: Hydrogeologický prieskum minerálnych vod v Sklených Tepliaciach, Rukopis; Geofond Bratislava. — [25] Škvarka L. a kol.: Ideový projekt na riešenie základných hydrogeologických pomerov neovulkanitov Slovenska a ich podložia. Archív Geol. ústavu, Bratislava. [26] Šuba, 1964: Kozárovce—Zvolen, hydrogeologický prieskum kvartérnych náplavov rieky Hron. Rukopis, Geofond Bratislava.

L. ŠKVARKA

### PROBLEMS OF WATER IN NEOVOLCANITES OF CENTRAL SLOVAKIA

The neovolcanites of Slovakia are a part of the inner volcanic zone and appear in central zone of the West Carpathians being the product of subsequent and final volcanism. They cover an area of 5400 km<sup>2</sup> e. i. about 10 % of all the territory of Slovakia. They are present in the region of central and eastern Slovakia.

Morfologically they form effusive sheets. The pyroclastic rocks build less expressive forms. The surface of neovolcanites area is articulated the altitude from 200 to 1450 m.

For characteristic of surface discharge and of climatic conditions in neovolcanite region of Slovakia data obtained by O. Dub (1954) are presented

	central Slovakia	eastern Slovakia
minimum specific run-off in lit/sec/km <sup>2</sup>	0,5—1,0	0,3—0,5
average specific run off in the years 1931—40 in l/sec/km <sup>2</sup>	5,0—20,0	5,0—7,5
average annual precipitation in mm	700—1200	650—800
average annual temperature in °C	4,0—7,0	5,0—8,0
total annual evaporation in 1931—40 in mm	550—400	550—400

The neovolcanite region is characterized by stratovolcanic structure, and effusive and pyroclastic rocks are altering there. The neovolcanic rocks show a succession of rhyolite-andezite and their pyroclastic rocks. Kuthan (1961) characterized the succession of eruptive phases as follows: I. rhyolite phase (Burdigalian); I. andesite phase (Pyrox. amphibolic andesite, Lower Tortonian); II. rhyolite phase (Middle and Upper Tortonian); II. andesite phase (pyrox. andesites, Upper Tortonian, Lower Sarmatian); III. andesite phase (biotite-amphibolic andesite and dacite Sarmatian); III. rhyolite phase (Sarmatian); Basaltoid andesite and basalt (Latest Tertiary) as product of final volcanism.

The central part of volcanic complex is to a great degree formed by effusive rocks and the periphery (Krupinská vrchovina Highlands) almost all by pyroclastic rocks. Deep destruction of former volcanic structures resulted in complete destruction and inversion of former relief. Principal tectonic lines are known which gave rise to depressions and valleys. The earliest fault system strikes NW—SE, the latest WNW—ESE. In central part a N—S fault system is evident. The effect of tectonics manifested by brecciation and brecciated zones.

Closing we may state that alluvium of rivers in neovolcanites is relatively poor on water. This is caused by a small thickness of alluvium and clayey disintegration of volcanic rocks. As to chemical aspect water is not available for drinking without any adjustment and prevailing part of water was also defective bacteriologically.

## Hydrogeological Relations in Neovolcanite Rocks

Water circulation in neovolcanites is mostly made dependent upon distribution of joints in rocks. Joints originated in weathering zone can be distinguished there and waters flowing in them are termed waters of zone with greater distribution of joints. They are supplied by atmospheric precipitation, transmitted slowly by mantle rock to substratum. The zone of greater distribution of joints supplies many smaller springs discharge of which seldom exceeds 1 lit/sec. (fig. 3) Their regime is strongly influenced by climatic factors. They cannot be considered as larger ground water reservoir and are only of local importance. More efficient springs show slightly increased temperature, fluctuating from 13 to 20 °C and more. Their discharge sometimes is also several tens of lit/sec. There is a point of issue in Podzámčok e. g. with discharge exceeding 100 l/sec. and water temperature 14,5 °C, the spring Vajsov pramen with water temperature 16 °C and discharge 16,0 l/sec. etc. These points of issue are related to important dislocations in volcanites and we meet them at tectonic contact of neovolcanite rocks with Neogene sediments of depressions.

Dislocations which originate by the effect of tectonic processes in earth crust form according to uniform tectonic plan in structures of regional dimensions. Owing to increased brittleness of effusive rocks joints and faults of deeper origination are rising in them, brecciated zones are forming which can be permeable for water. They can form linear aquiferous zones with considerable ground water reserves. Water circulating in them are termed fracture zone waters. Marginal fracture zones separating volcanic complex from Neogene depressions are a particular case. These waters in fracture zones may communicate with artesian reservoirs in piedmont areas. Pyroclastic rocks prevailingly deposited in water environment. Erosion could displace them and so allothigene material could be admixed or alternations of rock could cause considerable lowering of their permeability. Tuffaceous development is less favourable hydrogeologically. Tuffaceous development with available granulometric composition can include pore water. With great thickness and extent of tuffs important ground water horizons can form. In this area many boreholes were sunk to depth 40—80 m for searching local water sources. They enabled to obtain discharge 1—5,0 l/sec. in one borehole. (fig. 2)

For our assumptions that important fracture zones are aquiferous to be verified three boreholes were sunk. Two boreholes were situated in marginal fracture zone which separates Neogene of Bátovská kotlina Depression from volcanites of Štiavnické pohorie Mts. The borehole HŠ-2 met in depth of 40 m the fracture zone and passed through it to a depth of 100 m. Flow of water with discharge of 10,0 l/sec. (overflow in surface level) and water temperature of 19 °C commenced. The borehole HŠ-3 about 300 m from marginal fracture zone caused flow of water with discharge of 3,0 l/sec. from volcanic rocks. Pumping test verified discharge of 12 l/sec. with lowering of level to 27 m under surface. Water temperature was 16 °C. With penetration of water from marginal fracture zone under the depression slow cooling down of water took place. The borehole VZ-1 was situated in marginal fracture zone which separates volcanites of the Pohronský Inovec Mts. from Neogene sediments in the area of Čaradice. This area is poor on water. Pumping test verified discharge of 10,0 l/sec. with lowering of level to 55 m under surface. Water temperature is 16 °C. These are the most efficient boreholes in the neovolcanite region.

Owing to small solubility of volcanic rocks water in volcanites is only little mineralized. Its mineralization is 200—300 mg/lit., character of water hydrocarbonate-calcareous.

## Thermal Water in Neovolcanite Region of Slovakia

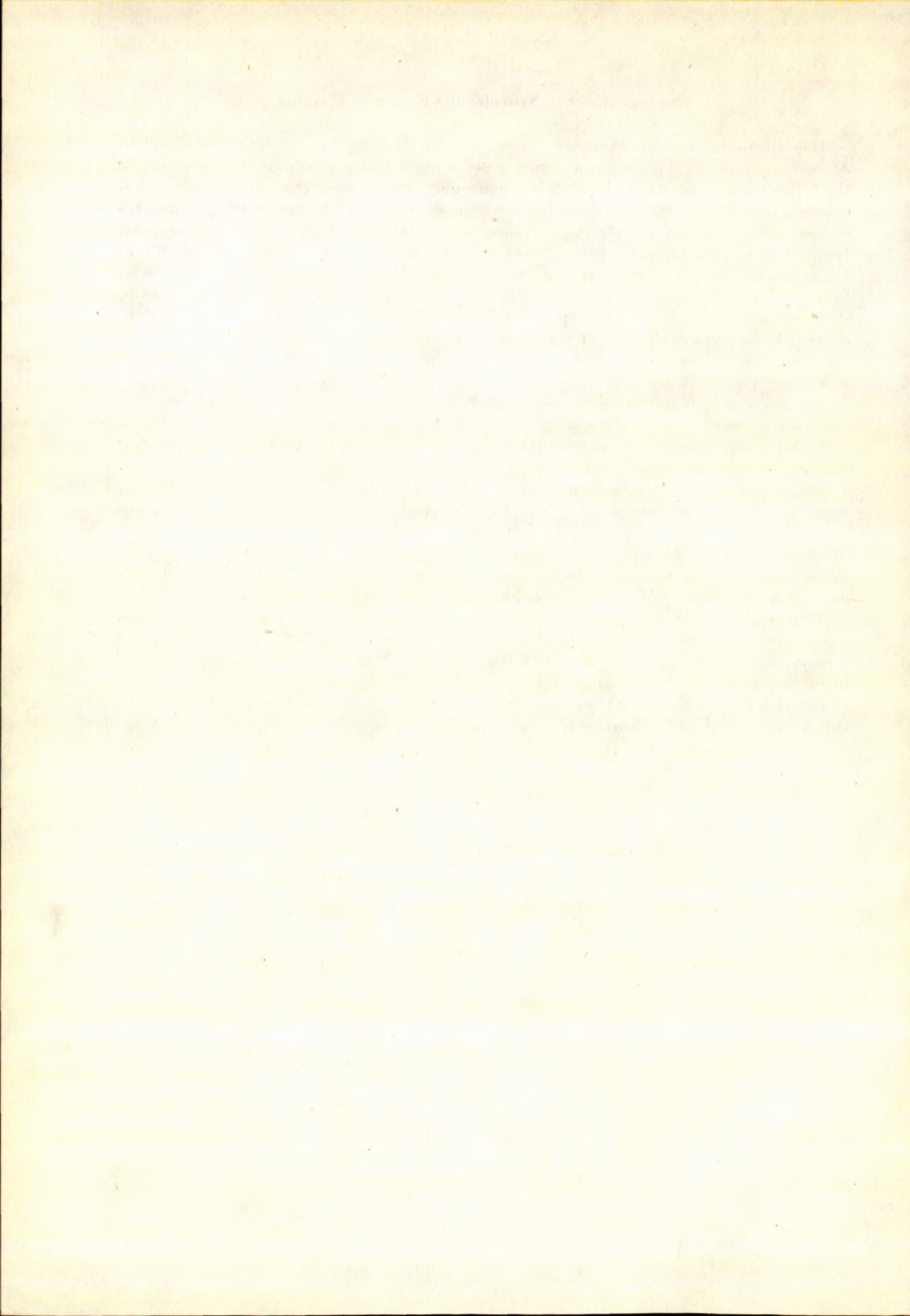
The thickness of volcanic complex reaches according to data of boreholes 1200 m. At eastern boundary Tatraveporid zones prevailingly built by crystalline submerge under the neovolcanites (fig. 4). At western boundary only the Ďumbier Zone in the Tribeč Mts. appears. The other part is covered by Neogene sediments. From beneath neovolcanites at many places islands of underlying rocks appear. Near Ábelová granitoid rocks appear, Lower Triassic quartzites are present near Brusník, phyllites, micaschists, quartzites and dolomites are near Pliešovce, in the Štiavnica island metamorphosed rocks and rocks similar to those from the Križna and Choč series appear. Near Levice arkoses, quartzites, shales, limestones and dolomites appear. On basis of existing information it may be concluded that considerable part of substratum of neovolcanite rocks would be formed by Paleozoic rocks. Mesozoic built mostly by lower members would be appear prevailigly in depressions. (Fusan 1961).

The horst-graben structure of neovolcanite region enables ascent of thermal and mineral water from underlying rock.

Thermal water ascends from islands of underlying rocks in Sklené Teplice, Vyhne and Banská Štiavnica. Another spring forming structure is between Levice and Dudince. Its origin was connected with a ridge of crystalline rocks with Mesozoic envelope (Hynie 1957) running in the substratum of Tertiary sediments. A series of thermal acidulous waters outflow from it. MaheI (1966) assumes that considerable part of water infiltrated in the Mesozoic is getting under Tertiary filling of depressions and under volcanic mountains. Water flows in synclines of the substratum and outflows far from infiltration drainage areas and islands of earlier formations support its ascent to surface.

Mentioned assumptions enable to express prognoses about finding of new thermal water sources in underlying more permeable horizons by boreholes. Mentioned assumption is confirmed by met thermal water with discharge of 17,0 lit/sec. and temperature 48,5 °C in mining works in Banská Štiavnica.

For this problem to be solved deep structural boreholes will be tested, carried out in this area by means of informative pumping tests.



PAVOL POSPÍŠIL

## VÝZNAM NEOTEKTONIKY PRE FORMOVANIE HYDROGEOLOGICKÉHO CHARAKTERU NÍŽINNÝCH OBLASTÍ ZÁPADNÝCH KARPÁT

Pri štúdiu hydrogeologických pomerov v nížinách Slovenska boli v mnohých prípadoch zistené územia s veľmi priaznivými hydrogeologickými pomermi a s možnosťou získať značné množstvá pitných aj úžitkových vôd, a to aj v oblastiach, ktoré sa z tohto hľadiska často považovali za viac-menej deficitné (Záhorská nížina, Východoslovenská nížina). Tento názor vyplýval hlavne z nie dostatočného poznania geologického vývoja územia najmä v kvartéri i z toho, že pri štúdiu tektonických pomerov sa často vychádzalo z tektoniky starších útvarov, aplikovanej aj na kvartérne sedimenty. V poslednom období sa zistilo, že hydrogeologicky priaznivé štruktúry môžu existovať aj v prípadoch, keď sa povrchovým výskumom nedajú zistiť príznaky, ktoré by svedčili o pôsobení neotektonických procesov (Východoslovenská nížina — Leles, Michalovce).

### Výskyt neotektonických depresíí

Neotektonické pohyby sa podľa doterajších poznatkov interpretovali ako obnovenie starších poruchových línií, alebo priame pokračovanie neogénnej tektoniky do kvartéru. Podľa najnovších poznatkov (Baňacký — Harčár — Šabol 1965) však neotektonické depresie sa plošne vždy nekryjú s neogénnymi poklesovými pásmami, ale presahujú aj na územia nížiny.

Začiatok takýchto mladých poklesov kladú citovaní autori do pleistocénu-mindelu, príp. do rissu až würmu. V niektorých oblastiach (Podunajská nížina) sa vytvorila synsedimentárna poklesová panva, ktorá je pokračovaním pontlevantských poklesov. Na Východoslovenskej nížine mnohé príznaky svedčia o intenzívnom mladom poklesávaní, ktoré miestami začalo vo würme a pokračuje do holocénu.

Takto vzniknuté depresie sa najčastejšie vyskytujú v okrajových častiach

nížin, hlavne v podhorí okrajových horstiev. Niektorí autori (Kvitkovič 1961) uvádzajú jestvovanie mladých pohybov aj v súčasnosti (podvihorlatská depresia). Dôležitú funkciu tu majú okrajové zlomy, ktoré oddeľujú okrajové pohoria od sedimentov nížin. Blízko zlomov vznikli často depresie na vzdialenosť viac km pozdĺž pohorí [napr. známa zohorsko-plavecká depresia na Záhorskej nížine (Buday 1962); podvihorlatská depresia vo Východoslovenskej nížine (Kvitkovič 1961)]. Iné depresie sú značne vzdialené od okrajov nížin; domnievam sa, že tiež vznikli neotektonickým poklesávaním podložia (napr. depresia v neogénnych sedimentoch južne od Michaloviec — michalovská depresia, lelesko-dobranská depresia V od Kráľovského Chlmca, kútska depresia v Záhorskej nížine; Sabol 1965). Zistili sa najmä v posledných rokoch, lebo ide o zakryté štruktúry, ktoré sa na povrchu prakticky vôbec neprejavujú.

Tektonická aktivita v týchto územiach bola známa aj v minulosti (napr. sťahovanie sa koryta Tisy; Šauer 1929), ale praktické dôsledky najmä pre hydrogeológiu boli objasnené až v poslednom období. Existencia depresí uprostred veľkých nížin vedie k predpokladu, že tektonická aktivita nebola v najmladších obdobiach jednotná; v niektorých prípadoch mladé pohyby spôsobili diferenciaciu pôvodného povrchu neogénnych sedimentov. Nie je teda nutné predpokladať vždy poklesovú činnosť pozdĺž všetkých neogénnych zlomov, hoci v niektorých prípadoch (Záhorie — Sabol ústna zpráva) ide viacmenej o obnovenie neogénnej tektoniky po dlhšom alebo kratšom časovom intervale. Nemuselo všade dôjsť ani k poklesu plošne rozsiahleho areálu (ako je to napr. v Podunajskej nížine, alebo ako sa v minulosti interpretoval vývoj centra Východnej nížiny), ale len pozdĺž niektorých zlomov. V niektorých prípadoch mohli vzniknúť aj úplne nové poruchové línie. Mladá tektonika nemusí mať hlboký dosah, takže pri štúdiu neogénnych sedimentov mladé depresie nemusia byť pozorované. Z toho dôvodu je nutné venovať kvartérnym sedimentom zvýšenú pozornosť.

Depresie vzdialenejšie od okrajových zlomov sa hlavne na Východoslovenskej nížine vyskytujú najmä v blízkosti neovulkanických komplexov, ktorých vznik mohol znamenať porušenie tektonickej rovnováhy v danom území a vyvolať nové tektonické pohyby prevažne poklesového charakteru (Michalovce, Kráľovský Chlmec, Leles).

Neotektonické pohyby sú známe aj z iných území, takže aj tam podrobným štúdiom asi budú môcť byť zistené hydrogeologicky významné lokality. Napr. Baňacký a kol. (1965) zistili v južnej časti Hronskej pahorkatiny na základe morfolologickej analýzy kvartérne pohyby. Podľa toho možno predpokladať priaznivé hydrogeologické lokality buď priamo na pahorkatine alebo pri jej okraji; dôležitú úlohu môžu pritom zohrať riečne nánosy hlavne Žitavy.

Pri východnom okraji Malých Karpát v trnavsko-blatenskej depresii bude možno podrobným štúdiom kvartéru zistiť priaznivé hydrogeologické štruk-



túry. Podrobnejšie štúdium by si zaslúžili aj výbežky Podunajskej nížiny, hlavne Považie, a to úsek od Trenčína, kde určité predpoklady pre existenciu priaznivých štruktúr naznačuje tektonické obmedzenie Inovca voči mladším súvrstviam. To isté platí aj o vnútorných kotlinách; naznačujú to niektoré fakty, napr.: nejednotná hrúbka mladopliocénnych a kvartérnych uloženín, doklady o sfahovaní riečnych koryt a pod. Depresie nemusia vždy predstavovať samostatné nádrže podzemných vôd. V údoliach stredných tokov riek často existujú v nepriepustných horninách podložia kvartéru samostatné korytá oddelené od toku, takže podzemná voda v nich má samostatný režim. Vznik koryt okrem iných faktorov mohla ovplyvniť aj mladá tektonika tým, že v dôsledku jednostranného poklesu došlo k preloženiu toku rieky a eróziou k vytvoreniu nového koryta.

### *Hydrogeologický charakter výplne kvartérnych depresii*

Okrem samotného faktu jestvovania depresii je z hydrogeologického hľadiska dôležitá aj *ich výplň* a podmienky, za akých sa táto usadila. Na transporte materiálu a na vyplňaní depresii sa môže podieľať: soliflukcia, transportná činnosť potokov a riek, eolická činnosť a tvorba rašelin. Dôležitú úlohu tu mali aj vlastnosti materských hornín, najmä ich petrografické zloženie.

K soliflukcii mohli dôjsť za vhodných morfológických a klimatických podmienok (sklon väčší ako niekoľko stupňov, striedavé rozmrzanie a zamrzanie zvetraného materiálu), najmä pri depresiách na okraji nížin. Ak takto usadený materiál nebol už druhotne vytriedený, stráca pre hydrogeológiu význam. Výplň sa v takom prípade totiž skladá zo zmesi klastického a ílovitohlinitého materiálu, veľmi málo priepustného. Tak je to napr. v Podvihorlatskej depresii, kde hoci je výplň viac desiatok metrov mocná, nemožno z nej získať väčšie množstvo vody. Balvany (až 0,7 m veľké) sú tu zmiešané s hlinitým materiálom. O nepriaznivých hydrogeologických podmienkach svedčí viac vrtov, napr. v okolí Sejkova (vrt hlboký 40 m prakticky celý v silne zahlinených úlomkoch vulkanitov). Na druhej strane potok Okna od vyústenia z Vihorlatu až po Nižnú Rybnicu hneď po vyústení tečie v údolí pravdepodobne eróznom, zarezanom prevažne do soliflukčného materiálu. Vyerodovaný materiál rieka pri transporte vytriedila a znovu usadila v južnejšom území, takže v okolí Nižnej Rybnice sa nahromadila až 18 m mocná poloha pomerne dobre priepustného materiálu, z ktorého možno získať až 15 l/s vody z jedného vrtu. Domnievam sa, že takáto resedimentácia a vytriedenie materiálu bola možná vďaka značnej energii vody potoka Okny. U ďalších menších potokov, vytekajúcich z Vihorlatu takýto jav nebol zistený.

U depresii, vyplnených akumuláciami potokov a riek rozlišujeme sedimenty pri vyústení z pohorí (náplavové kužele) a vyplňujúce depresie, vzdialené od okrajov nížin. Posledné budú prevažne jemnozrnnejšie, v dôsledku nižšej trans-

portnej schopnosti riek. Pre výplň depresí materiálom náplavových kúžeľov je charakteristické striedanie polôh pomerne dobre priepustných s polohami s materiálom hlinitým, pričom ich mocnosť môže byť rôzna. Napríklad v zohorsko-plaveckej depresii sedimenty dôležité z hydrogeologického hľadiska dosahujú hrúbku až 60 m. Pomerne dobre priepustné sú tu sedimenty bez ohľadu na materskú horninu, teda aj z kryštalinika (kužeľ perneckého potoka) a z mezozoika (kužeľ sološnického potoka). Pri dlhšom transporte mezozoických hornín dochádza k odstráneniu karbonátov a v kuželi nachádzame prevažne odolnejšie horniny (melafýry, pieskovce, rohovce a pod.).

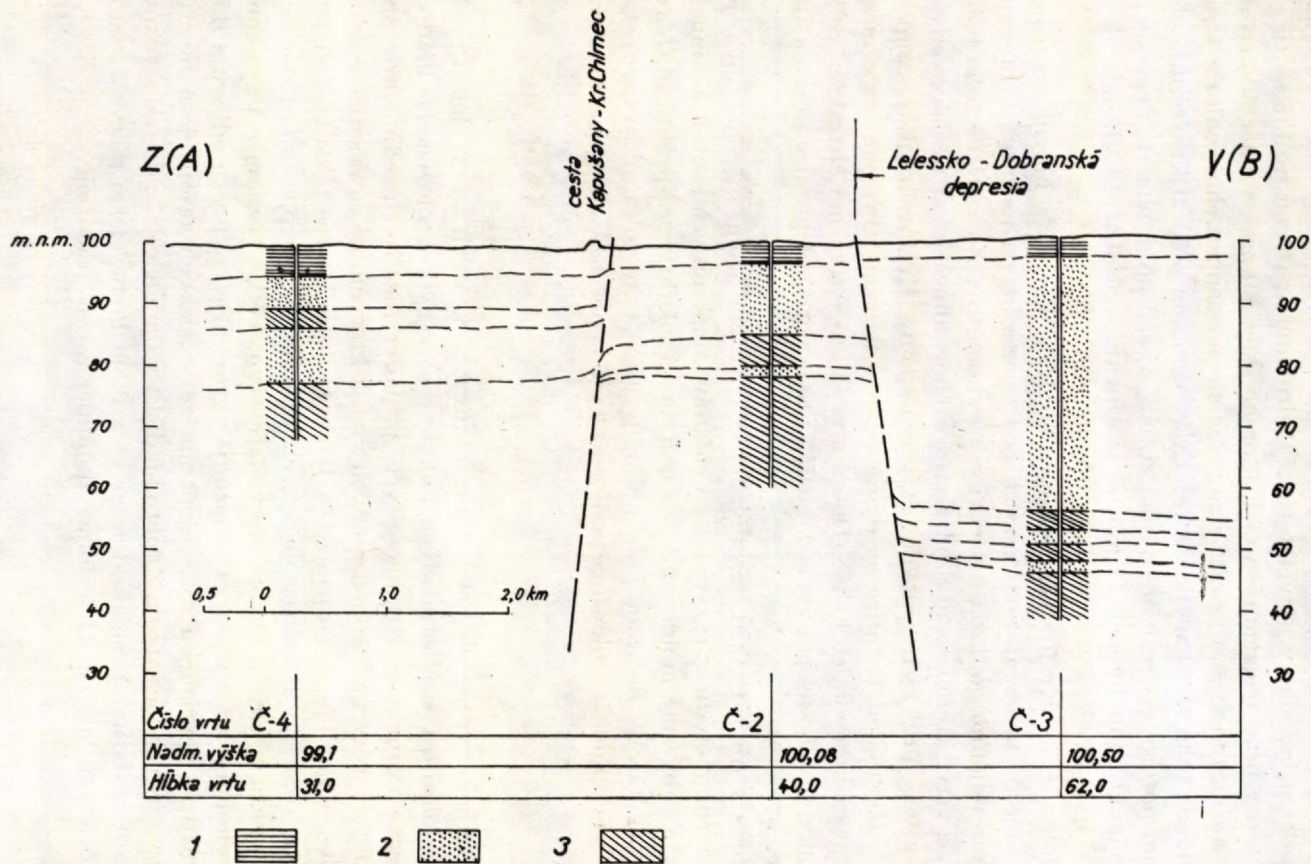
Z hydrogeologického hľadiska je veľmi dôležité poznať *celý rozsah depresie* v smere od pohoria, pretože dĺžka transportu značne ovplyvňuje zrnitostné pomery usadenín. So vzdialenosťou pomerne rýchlo klesá veľkosť transportovaných častíc a tým sa zhoršujú aj infiltračné pomery. Pri veľkých priečných rozmeroch depresie (niekoľko km) môže dôjsť pri vzdialenejšom zlome — v smere od pohoria k nahromadeniu až nepriepustného materiálu. Z uvedeného vyplýva, že bez poznania podmienok sedimentácie výplne depresie je veľmi ťažké správne situovať hydrogeologické vrty.

Ak je depresia vyplnená *riečnym materiálom*, hydrogeologický charakter výplne závisí od viacerých faktorov, najmä od geologického a morfológického charakteru povodia. Prvý vplyv hlavne na zahlinenie produktov zvetrávania a na možnosť vzniku privalov z dažďov. Pre tieto javy sú zrejme najlepšie podmienky v horninách flyšového pásma. Nemusi to však v každom prípade znamenať zhoršenie hydrogeologických podmienok náplavov, ako to ukazujú pomery vo výplni michalovskej depresie, ktorá má pomerne priaznivý vývoj sedimentov. Prietoky v riekach flyšového pásma, a najmä možnosť vzniku privalov sú však priaznivé pre existenciu hlinitých a zahlinených polôh vo výplni depresí. Dôležité je aj to, či ide o horný, stredný alebo o dolný tok rieky, lebo od toho závisí zrnitostný charakter sedimentov. Najlepšie to vidieť vo Východoslovenskej nížine, kde michalovská depresia, ležiaca na strednom toku Laborca, je vyplnená prevažne štrkopiesčitým materiálom, v lelesko-dobranskej depresii (vyplnená prevažne dolným tokom Latorice a Tisy) výplň tvoria prevažne piesky. U tejto nádrže hrala dôležitú úlohu aj eolická činnosť, ktorá tiež obohatila výplň o značné množstvo jemnozrnného materiálu. Eolická činnosť zohrala značnú úlohu pri vyplňaní depresí aj na Záhorí.

Výplň depresí *organogénneho pôvodu* má v našich pomeroch len menší význam a je aj zriedkavejšia (predstavujú ju hlavne rašeliny).

#### *Štúdium režimu podzemných vôd v kvartérnych depresiách*

Pri štúdiu hydrogeologických pomerov nížinných oblastí Slovenska veľmi dôležitú úlohu pre celkové poznanie, resp. pre zistenie priaznivej štruktúry hrá *poznanie režimu vôd*. Takto zistené anomálie môžu upozorniť na existenciu



Obr. 1. Priečný profil S časťou lelesko-dobranskej depresie.  
1 – hliny (kvartér); 2 – piesky (kvartér); 3 – íly (neogén?).

spomínaných štruktúr. Tak napr. štúdiom režimu v okolí Michaloviec (Pospíšil 1965) sa zistilo, že prúdenie podzemných vôd v tomto území sa odlišuje od prúdenia bežného v alúviách riek. Podrobnou analýzou režimu sa tu zistil samostatný prúd podzemných vôd, ktorého smer (šikmo na smer údolia) upozornil na možnosť jeho usmernenia reliéfom nepriepustného podložia štrkov. Na základe toho sa tu zistila depresia v neogénnom podloží kvartéru. Vyhodnotením pozorovaní režimu vôd bol zistený aj spôsob dopĺňania depresie, bez poznania ktorého by nebolo možné uvažovať o zásobách podzemných vôd v danej oblasti.

Podobne S od Kráľovského Chlmca analýza režimu, a hlavne zostrojenie mapy smerov prúdenia podzemných vôd upozornili na možnosť ovplyvnenia prúdenia reliéfom podložia kvartérnych sedimentov. Na základe toho boli situované vrty, ktoré overili S od Kráľovského Chlmca hrať neogénnych sedimentov v podloží kvartéru (obr. 1), ktorá spolu s Kráľovskými kopcami rozdeľuje nížinu J od Latorice na dve čiastkové depresie: východnú s osou približne v smere spojnice Leles—Dobrá a západnú, ktorá má charakter veľkej, rovnomernej hlbkej panvy, teda nedá sa tu hovoriť o depresii v pravom slova zmysle.

Vyhodnotenie režimu podzemných vôd v danom území môžeme považovať za pomocnú metódu aj pri štúdiu a vyhľadávaní nádejných lokalít, ale musíme ju použiť, aby sme mohli určiť význam danej lokality pre praktické, hlavne vodárenské účely. Bez toho je ťažko určiť najmä také dôležité parametre, ako je systém dopĺňania a okrajové podmienky pre výpočet zásob podzemných vôd.

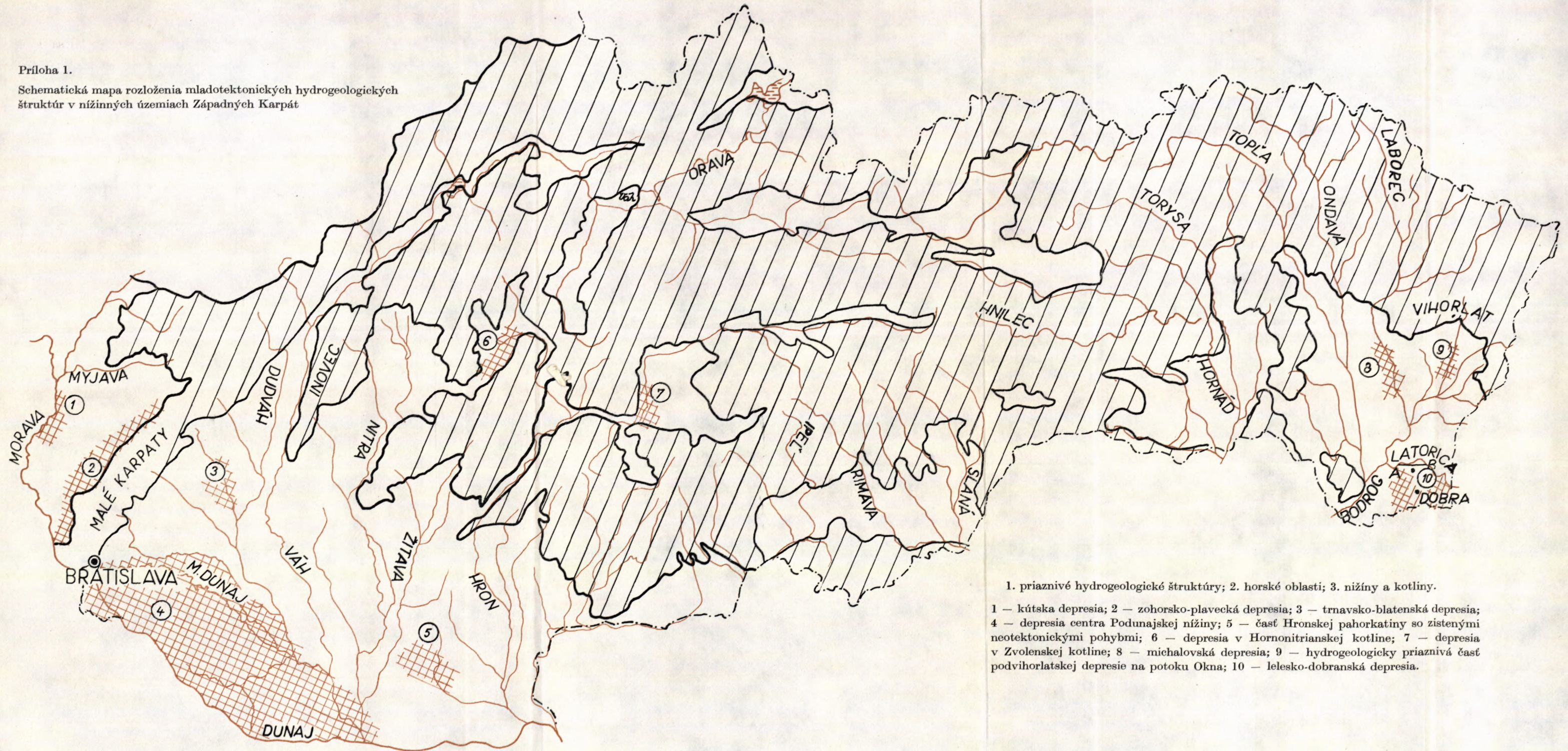
### Záver

Na základe hydrogeologických poznatkov z niektorých území chcem poukázať na dôležitosť štúdia mladých pohybov aj z hydrogeologického hľadiska. Kvartérne akumulácie štrkopiesčitých, prípadne piesčitých sedimentov predstavujú význačné nádrže podzemných vôd, z ktorých nie sú zriedkavé výdatnosti 30—40, ba i 50 l/s na jeden vrt. Ich zistenie a získanie základných údajov o genéze, rozšírení a hydrogeologických vlastnostiach výplne môže znamenať veľký praktický prínos hlavne pre vodárstvo. Veľký význam má aj akumulčná schopnosť nádrží, ktorá umožňuje vyrovnávať kolísanie odberu a dopĺňanie nádrže v priebehu roku čerpaním zo statických zásob, dopĺňovaných hlavne v jarných mesiacoch. Z tohto hľadiska v budúcnosti bude treba venovať pozornosť aj ďalším územiám, hlavne výbežkom Podunajskej nížiny a vnútorným kotlinám, kde nie sú podobné akumulácie vody vylúčené.

*Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

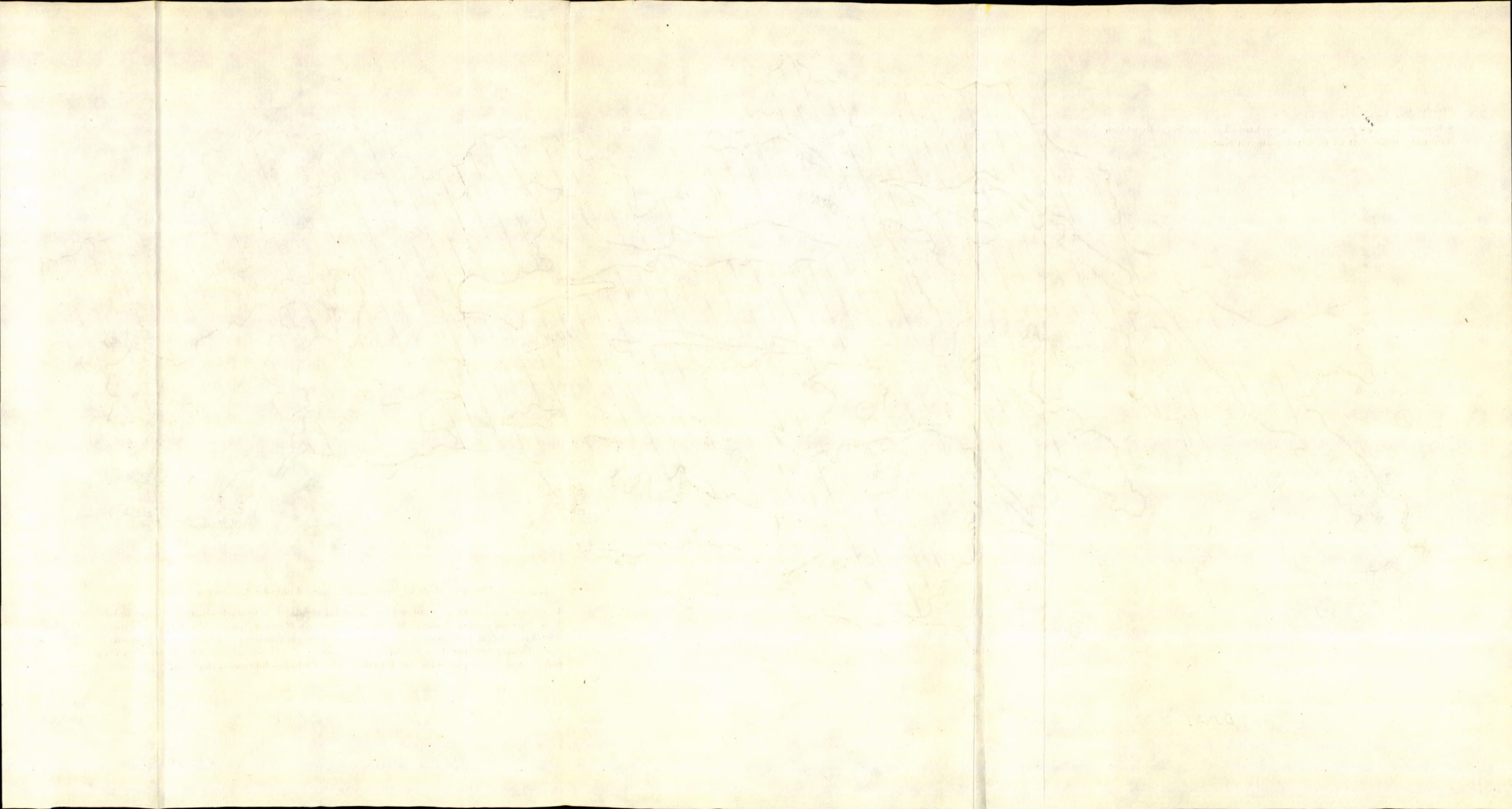
Príloha 1.

Schematická mapa rozloženia mladotektonických hydrogeologických štruktúr v nížinných územiach Západných Karpát



1. priaznivé hydrogeologické štruktúry; 2. horské oblasti; 3. nížiny a kotliny.

1 – kútska depresia; 2 – zohorsko-plavecká depresia; 3 – trnavsko-blatenská depresia; 4 – depresia centra Podunajskej nížiny; 5 – časť Hronskej pahorkatiny so zistenými neotektonickými pohybmi; 6 – depresia v Hornonitrianskej kotline; 7 – depresia v Zvolenskej kotline; 8 – michalovská depresia; 9 – hydrogeologicky priaznivá časť podvihorlatskej depresie na potoku Okna; 10 – lelesko-dobranská depresia.



## LITERATÚRA

- [1] Baňacký V., 1962: Ročná zpráva o základnom výskume kvartéru VSN za rok 1961. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [2] Baňacký V.—Harčár J.—Sabol A., 1965: Neue Kenntnisse über den Einfluss der tektonischen Bewegungen auf die quartäre Entwicklung der slowakischen Niederungen. Geologické práce, Zprávy 36, Bratislava. — [3] Buday T., 1962: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:200 000 list Bratislava—Viedeň. Bratislava. — [4] Franko O., 1963: Príspevok k hydrogeologickým pomerom okolia Trnavy. Geol. práce, Zošit 64, Bratislava. — [5] Kvitkovič J., 1961: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a prilahlých oblastiach. Geografický časopis 13/3, Bratislava. — [6] Pospíšil P., 1965: Hydrogeologické pomery okolia Michaloviec. Geol. práce, Zprávy 35, Bratislava. — [7] Šauer F., 1929: Předvěká činnost karpatských řek. Sborník čl. společnosti zeměpisné.

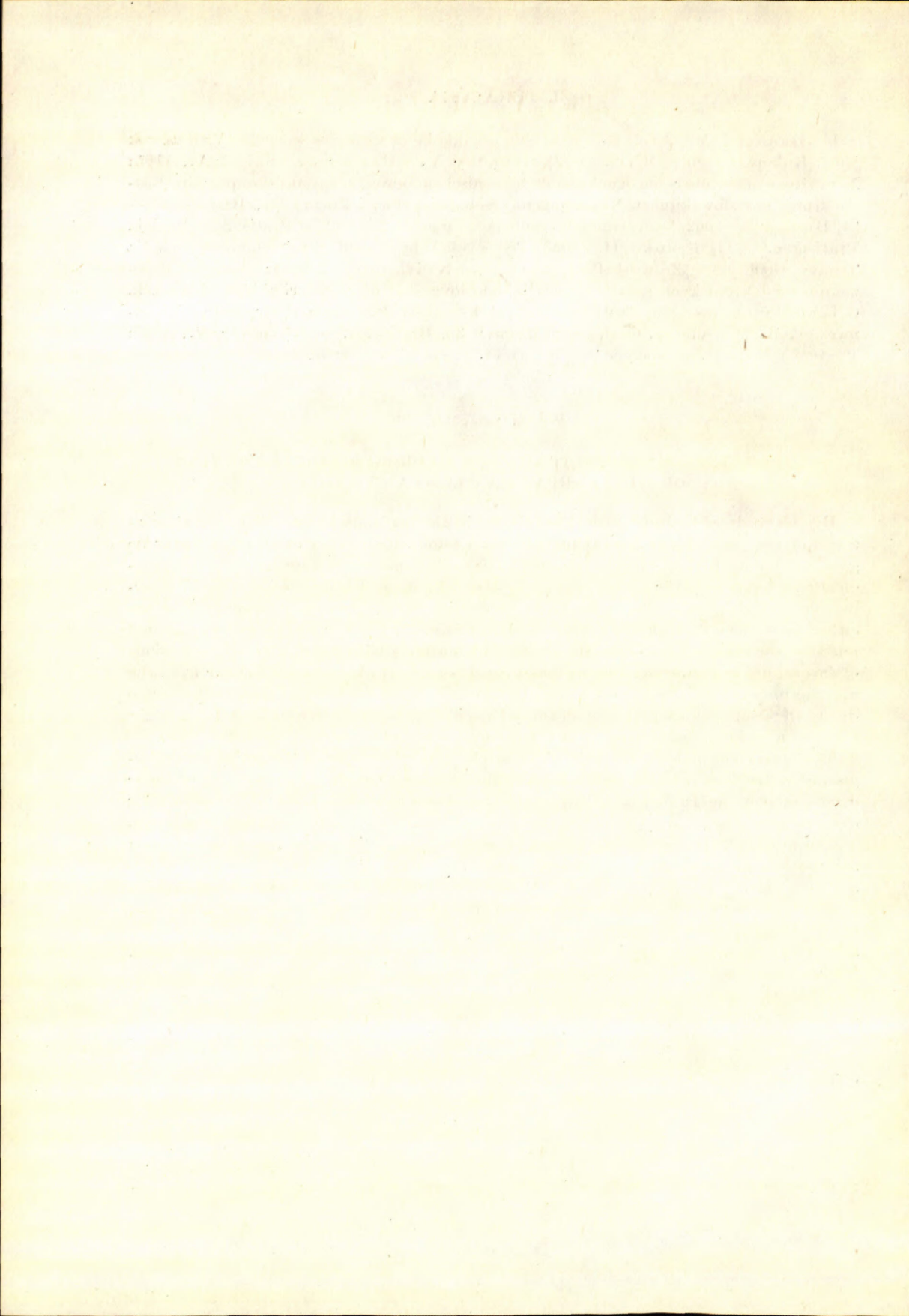
PAVOL POSPÍŠIL

### IMPORTANCE OF NEOTECTONICS FOR HYDROGEOLOGICAL FORMING OF WEST CARPATHIAN LOWLAND AREAS

By the study of hydrogeological conditions in the lowlands of Slovakia, several territories of very convenient conditions have been found. Frequently even 50 l/sec may be gained from one hydrogeological borehole. The main cause of the convenient hydrogeological conditions were the neotectonic movements due to which depressions filled by permeable material, arose. The question is predominantly in covered structures, that are either partly or not at all observable on the surface. They occur mainly in the marginal parts of lowlands, where — on the contact of lowlands with mountains — depressions of several km length arose. Depressions may be observed also in areas farther from the margins of lowlands. In some lowlands (the Východoslovenská nížina lowland) they arose due to the young effusions of neovolcanites by which tectonic stability of the area might have been broken, and the rise of the structures of subsidence nature caused.

The detail morphologic analysis of the study area, the study of the regime of underground water with detail determination of directions of circulation, measuring of water discharge, i. e. determination of the lost of water in the surface water streams running over the study area, are considered the main methods of the study of these structures.

The filling of depressions was shared by several agents. The most important of them are the following: solifluction, transport activities of brooks and rivers, eolic activities and to a certain extent the plant activities. The filling that is the result of solifluction is usually of bad hydrogeological properties. It has convenient character only in the case of the secondary sorting of sediments by the running water. In depressions filled by the activities of brooks and rivers, the filling from the alluvial fans should be distinguished. In this case material is rather weakly sorted including rich clayey insertions. It must be differed from the filling of depressions that arose due to the activities of the middle and lower courses of rivers. The material of this origin is comparatively homogeneous, still with frequent clayey insertions as a consequence of floods in the course of the development of depressions. Depressions with their development shared by the eolic activities contain admixture of finegrained sands and in some cases also loess insertions.





Tomáš Gregor

### Poznámky ku genéze a tektonickému postaveniu niektorých Mn ložísk na Kube

V súvislosti s vyhľadávaním nerastných surovín na Kube riešili sme i otázky genézy a tektonického postavenia mangánových ložísk Balkánes a Los Chivos v provincii Oriente SV od mesta Santiago de Cuba. Širšie okolie ložísk budujú vulkanogénno-sedimentárne súvrstvia paleogénu, rozčlenené na formácie El Cobre, Charco Redondo a San Luis.

Formáciu *El Cobre*, ktorú popísal Taber (1931), budujú horniny vrchnej kriedy až paleocénu, príp. spodného eocénu, litologicky veľmi rôznorodé. V súvrství mocnom 4500 až 6000 m sa nachádzajú tufy, tufity, vulkanická láva, aglomeráty s andezitickým materiálom, tufitické vápence, sliene s radiolaritmi, pieskovce, polymiktné zlepenice s opracovaným materiálom a brekcie. Ďalej sa tu nachádzajú polohy vápencov s foraminiferami rodu *Discocyclina*. Spodnú hranicu formácie určujú výskyty fragmentov rudistov a *Sulcoperculina dickersoni* (Palmer). Bohatá fauna s radiolármi a s *Truncorotalia aragonensis* (Nuttall) určuje vrchnú hranicu spodného eocénu (Bermúdez 1952).

Formáciu *Charco Redondo* označujú Woodring & Davies (1944) ako



2. Balkanes 4. Los Chivos

Obr. 1. Orientálna skica rozloženia študovaných jednotiek.

vápence Charco Redondo. Ako samostatnú formáciu ju vyčlenil Bermúdez (1950). Jej mocnosť je cca 150 m; litologicky ide o vápence, slienité vápence, sliene a zlepenice s vápnitým tmelom. V tejto formácii prevládajú dva typy vápencov: konglomerátové s foraminiferami *Orbitoidales* a kompaktné vápence s prevládajúcou faunou pelagických a bentonických foraminifer. Stratigraficky sa zaraďuje do spodného až stredného eocénu.

*Formácia San Luis* prináleží k vrchnému eocénu (Taber 1943). Leží koncordantne na formácii Charco Redondo a tvoria ju slienité vápence, ílovité bridlice, vápence a zlepenice. Mocnosť tohto súvrstvia je okolo 700 m. V masívnych vápencoch je hojná fauna foraminifer *Orbitoidales* a zbytky vápnitých rias.

### Geologické postavenie Mn rúd

Mn rudy nevystupujú v študovanej oblasti len v jednej formácii. Na ložisku Balkánes sa zistili celkom 4 polohy Mn rúd, a to vo formácii El Cobre, Charco Redondo a na kontakte s formáciou San Luis. Po mineralogickej stránke ložisko študoval Mrňa (1964) a Bouška (1965). Prevládajúcim minerálom je psilomelan; z ďalších hlavnejších minerálov je tu zastúpený pirolusit, hausmanit, manganit a wad. Všetky rudné polohy sú doprevádzané silicitmi, hlavne jaspismi, zloženými z kremeňa (prevláda), chalcedónu a opálu, ktorý väčšinou vyplňuje pukliny.

*Najspodnejšia známa rudná poloha* má v bezprostrednom podloží silicity, miestne nazývané bayaty. Vulkanogénne horniny formácie El Cobre sú vo vrhnej časti zastúpené rôznorodým materiálom, a to tufmi sfarebnými do zelena a šedozeleňa, blízko rudnej polohy do červena a hnedočervena; ďalej sú tu horniny s hrubozrnným pyroklastickým materiálom a vulkanické brekcie s netriedeným, rôzne opracovaným materiálom. Smerom k nadložíu nasledujú hrubo až drobnozrnné horniny s útržkami podložných už spevnených hornín, ktoré majú charakter púm, lapil a bombičiek.

*Druhá rudná poloha*, hospodársky najvýznamnejšia na ložisku má v podloží jemnozrnný tufogénny materiál; miestami vystupuje spolu so silicitmi. V jej nadloží sú vápence organogénne s foraminiferami, priradované už do formácie Charco Redondo. Kontakt medzi Mn rudami a vápencami je prevažne ostrý. Miestami sa však polohy oxyd. Mn rúd nachádzajú i vo vápencoch, niekde i so silicitmi brekciovitej štruktúry.

*Tretia rudná poloha* leží uprostred vápencov, avšak Mn rudy sú tmelené drobno až strednozrnným vulkanickým materiálom. Vápence sú masívne i hrubolavicovité, prevažne biele, 110 m mocné; uprostred nich vystupujú 2–3 m hrubé polohy s pyroklastickým materiálom, striedajúcim sa s vápnitými pieskovecami. Niektoré polohy obsahujú oxydy Mn rúd, zriedkavejšie i silicity.

*Štvrtá rudná poloha* sa nachádza na kontakte formácie Charco Redondo a San Luis. Vystupuje spolu so silicitmi, až niekoľko metrov mocnými. Nadložie tvoria slienité vápence a sliene, priradované už k formácii San Luis.

Rudná výplň vo všetkých zrudnených polohách je tmelená vulkanogénnym materiálom a vystupuje spolu so silicitmi. Čo do obsahu mangánovej zložky možno pozorovať určitú gradáciu: obsah mangánu vzrastá od podložia k nad-

ložiu. Kým rudná substancia v spodnej časti je jemne roztrúsená v pyroklastickom materiáli, smerom k nadložiu oxydy Mn rúd vytvárajú väčšie zrná a v blízkosti s vápencami, hlavne na kontakte, majú takmer kompaktnú štruktúru.

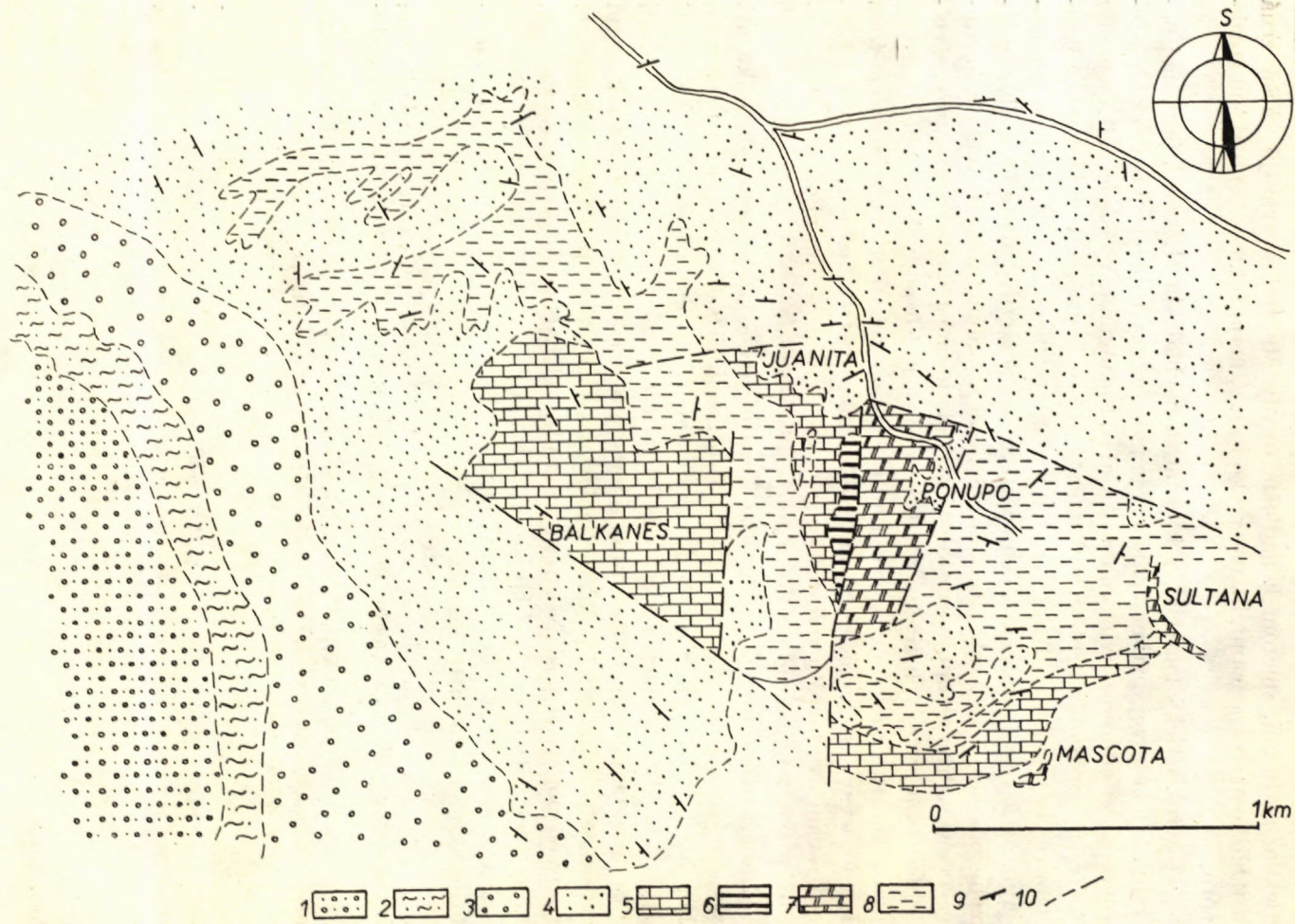
Aj pyroklastický materiál, v ktorom sa nachádzajú Mn rudy, je rôznej povahy. V ložiskovej časti nad silicitmi je jemnozrnný tufogénny materiál hnedo-červený, s riedko rozptýlenými zrnkami rúd mangánu. Vyššie je vulkanogénny materiál stredno až hrubozrnný, miestami prechádza až v aglomeráty. Mangánové rudy sa koncentrujú v zrnách väčších rozmerov, ktoré sa miestami spájajú. Ale i vo vnútri niektorých rudných zrn je sterilný materiál vulkanogénneho pôvodu. Nad hrubozrnnými polohami a aglomerátmi červenej a hnedo-červenej farby vystupujú svetlošedé až biele jemné a strednozrnné tufy, s veľkými okami ružových živcov. Rudná substancia (rôznej veľkosti) je v hornine nerovnomerne roztrúsená. Nad touto polohou znovu vystupuje červený až hnedočervený vulkanogénny materiál, drobno i strednozrnný, s vyššou koncentráciou oxydov Mn rúd; blízko kontaktu s vápencami, ako som už spomenul, tvoria kompaktné polohy rôznej mocnosti.

Mangánové zrudnenie na ložisku *Los Chivos*, neďaleko osady Jutiniku má podobný charakter. Nachádza sa vo formácii El Cobre vo vulkanogénnych horninách. Formáciu Charco Redondo tvoria polohy vápencov o mocnosti 10—25 m. Mn zrudnenie vystupuje v doteraz známej časti len vo formácii El Cobre. Oxydy Mn rúd vystupujú väčšinou so silicitmi, ktoré sa nachádzajú prevažne pod rudnými polohami, miestami i nad nimi, prípadne aj uprostred rudných polôh. Dopusiaľ sa na ložisku Los Chivos zistili 3 polohy Mn rúd, ktoré však netvoria súvislé horizonty. Nie všade sú vyvinuté všetky tri polohy; koncentrácia Mn substancie nemá takú kvalitatívnu gradáciu smerom k nadložiu ako na ložisku Balkanes.

K hlavným rudným minerálom na tomto ložisku patrí psilomelan, pyrolusit, vad; k vedľajším: polianit, magnetit, hematit, limonit, goetit a hydrogoetit. Zriedkavo vystupuje ilmenit a pyrit.

Z nerudných minerálov prevláda kalcit a plagioklasy; ďalej sa tu nachádza pyroxén, amfibol, zeolit, chlorid, natrolit, chalcedón kremeň a opál, zriedkavo montmorilonit a glaukodot (ložisko mineralogicky vyhodnotila M. M. Starova, 1964).

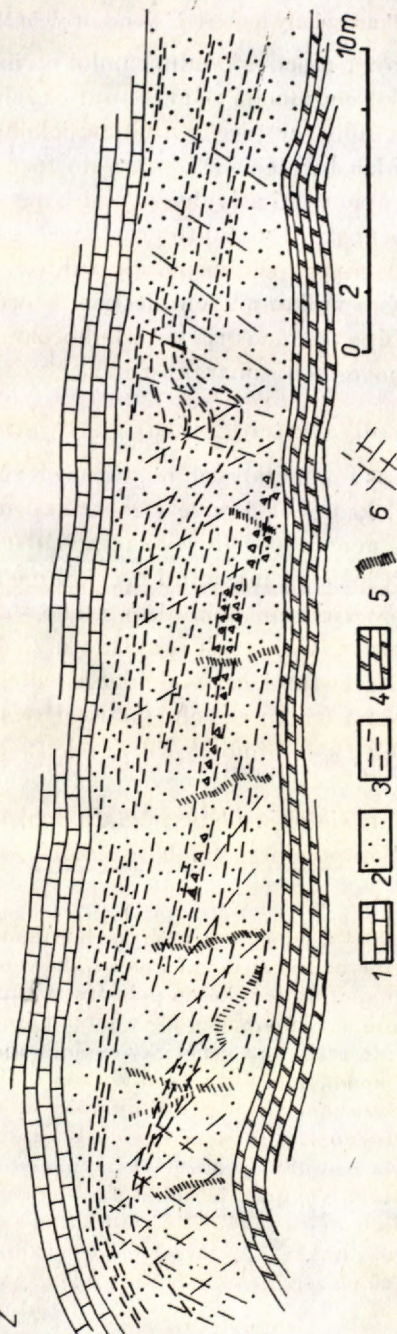
Vulkanogénne horniny s rudnými výskytmi majú rôzne zloženie. Rudné polohy bývajú uprostred tufov farby zelenkavej alebo šedozelenej. Tufogénny materiál v zrudnenej polohe je červený až hnedočervený. Rudná substancia sa nachádza aj v podloží, príp. v nadloží vulkanických brekeií, pričom vulkanogénny materiál býva gradačne zvrstvený (cez hrubo a strednozrnný materiál do jemných tufov). V pyroklastickom materiáli sa nachádzajú aj intraformačné konglomeráty s pomerne dobre opracovanými valúnmi, čo nasvedčuje na prínos klastického materiálu a blízkosť pobrežia.



V mocnejších rudných polohách nachádza sa rôzny pyroklastický materiál rôznej zrnitosti aj v rozpätí jednej rudnej polohy.

V SZ časti ložiska odkrytej lomom sa v podloží nachádzajú vulkanické brekcie; nad nimi sa rytmicky strieda rôznozrnný pyroklastický materiál. Potom nasleduje niekoľko metrov mocná poloha silicitov s dvoma rudnými pruhmi, reprezentovanými prevažne pyrolusitom. Ruda je od silicitov ostro ohraničená. Nad silicitmi, v drobnozrnnom vulkanogénnom materiáli je kompaktná poloha Mn rudy niekoľko dm mocná, s prevahou pyrolusitu nad psilomelanom. Smerom hore klesá koncentrácia Mn rúd; mení sa i charakter vulkanogénneho materiálu. Vulkanický popol prechádza v hrubozrnnější materiál zložený z vulkanického piesku, z lapil a bombičiek (ktoré majú cibulovitý rozpad). V takomto vulkanogénnom materiáli i ruda má brekciou štruktúru. V tejto polohe ložiska býva aj štruktúra hniezdová, hniezdovrstevnatá, prípadne žilníková. Hlavným rudotvorným minerálom je tu pyrolusit. Podľa charakteru vulkanogénneho materiálu možno usudzovať na aktívnu vulkanickú činnosť, bez prerušenia prínosu rudotvornej substancie Mn i Fe. Vulkanogénny brekciovitý materiál smerom hore vystrieda vulkanický piesok a popol, pričom sa mení aj koncentrácia rudných zložiek. Niektoré rudné polohy majú kompaktný charakter a kolomorfnú, kolomorfnomassívnu, kolomorfnomassívnu, kolomorfnomassívnu a ra-

△  
Obr. 2. Geologická mapa okolia ložiska Balkanes (podľa archív. materiálov zostavili J. Mrňa a M. Ďuriš). 1 — tufy s intraformačnými zlepenkami; 2 — tufty a ílovité bridlice; 3 — zlepenec; 4 — strednozrnné tufty a piesčité bridlice (1—4 formácia San Luis, vrchný eocén); 5 — vápence, formácia Chareo Redondo, stredný eocén; 6 — oxydy Mn rúd; 7 — silicity (bayaty); 8 — stredno- a drobnozrnné tufy (6—8 formácia El Cobre, vrchná krieda—stredný eocén); 9 — smer a sklon vrstiev; 10 — dislokácie.



Obr. 3. Profil stenou ložiska Los Chivos. 1 — vápence, slienité vápence; 2 — Mn rudy tmelené tuftmi a tuf. brekciami; 3 — tufy bez Mn rúd; 4 — silicity; 5 — pukliny vyplnené sekundárnymi minerálmi Mn rúd; 6 — druhotná bridličnatosť.

diálno-lúčovitú štruktúru, v podstate s pyrolusitovými rudnými komponentmi. Podobne ako vulkanogénny materiál i koncentrácia Mn rúd má nepravidelný a rôznorodý charakter.

Celková mocnosť rudnej polohy činí 8 m, silicítov 13 m. Tesne v nadloží je niekoľko cm mocná poloha tuftických hornín, kde prevládajú zeolity a chlorit vedľa vápniteho piesku a vulkanického materiálu. Bez prerušenia sedimentácie prechádza formácia El Cobre do formácie Charco Redondo, zastúpenej slienitými vápencami a lavicovitými vápencami bielej a ružovkastej farby, o celkovej mocnosti 12 m. Sú to prevažne organogénne vápence, so zbytkami foraminifer. Vo vápencoch sú polohy tuftov, vápnitých pieskocov a čiastočne opracovaných vulkanických pieskov, ktoré majú charakter bielych plážových pieskov. Vápence netvoria súvisle horizonty, ale laterálne sa striedajú s horninami vulkanogénneho charakteru.

### Pôvod a zdroj rudných komponentov

Prínos mangánových oxydických rúd na ložiskách je v úzkej súvislosti so silicítmi, ktoré sú časove i geneticky úzko späté s mangánovými rudami. Akosom už spomenul, silicity sa nachádzajú buď v podloží alebo v nadloží mangánových ložísk a miestami tvoria i medzipolohy. Prevažne sú s rudnou polohou v bezprostrednom kontakte, alebo sú od nej oddelené len málo mocnou polohou hornín, v ktorých prevládajú zeolity nad plagioklasmí, pyroxénom a amfibolom. Miestami sa nachádzajú silicity i samostatne bez zrudnených polôh. Sú teda na študovaných i na ostatných mangánových ložiskách Kuby (Lewis—Straczek 1955; Simons—Straczek 1958) v úzkom spojení s mangánovým zrudnením.

Pre bližšie objasnenie pôvodu a zdroja rudotvorných zložiek nutno sledovať tieto komponenty v ich litologicko-faciálnej súvislosti na širšom komplexe hornín.

Súvislosť zrudnenia s určitým horninovým komplexom bez ohľadu na jeho vekové postavenie možno sledovať i na iných svetových mangánových ložiskách.

Tak napr. Mn ložiská na polostrove Olympic, štát Washington (Park 1942 b, 1946) vystupujú spolu s vulkanogennými horninami jaspisy, ktoré doprevádzajú spilitové prúdy; Mn ložiská sa geneticky spájajú s lávami spilitového zloženia. Ložiská sa nachádzajú v spodnom a v strednom eocéne.

Mn ložiskám v oblasti Kalifornie sa prisudzuje vulkanogénno-chemogénny pôvod (Taliaferro 1943; Taliaferro—Hudson 1950). Silicity sú s vulkanitmi v tesnej spojitosti; za zdroj  $\text{SiO}_2$  i Mn pokladajú sa horúce podmorské pramene, ktoré pôsobili počas výlevu láv. Komplex hornín s Mn ložiskami sa stratigraficky priraduje k vrhnej jure.

Podľa Reeda (1960) Mn rudy na Novom Zeelande asociujú s komplexom red rocks (perm až jura), v ktorom spoločne vystupujú vulkanogénne a kremité horniny. Rudné polohy sú uložené konkordantne s okolitými horninami. Mn zrudnenie viaže Reed s podmorským vulkanizmom, a to so sulfatárovou a fumarolovou činnosťou a so spilitovými lávami.

Výskyty Mn ložísk v Tunise Bouladon—Jouravsky (1952, 1955) spájajú s vulka-

nizmom a ložisko v Tiouine priraďujú k vulkanicko-sedimentárnemu typu. Predpokladajú, že mangán bol prinášaný v priebehu sedimentácie z epitermálnych roztokov, kde s okolnými horninami tvorí interstratifikačné vrstvy.

Mnohé z mangánových ložísk v SSSR (Betechtin 1946) sú viazané na vulkanogénne a vulkanogénno-sedimentárne súvrstvia. Mn ložiská v uralskej metalogenetickej provincii sú geneticky späté s vrstvami jaspisov (devón). Niektoré Mn ložiská v Japonsku sú v tesnej spojitosti s kemitými horninami, ktoré prináležia vulkanogénnej sérii. Vulkanogénne (lávy a tufy) a kemité horniny a mangánové rudy tvoria jeden stratigrafický horizont (Takabatake 1956). Aj Katsu Kaneko (1956) spája spoločne vystupujúce Mn—Fe ložiská a červené kremence s efusívnou činnosťou, ktorá prebiehala v morskom prostredí.

Mn ložiská v Novej Kaledónii podľa Arnould—Routhiera (1956) sú geneticky späté tiež s vulkanickou činnosťou. Mangánové rudy vystupujú s kemitými bridlicami a pestrofarebnými tufmi. Pod rudnými polohami ležia jaspisy. Vulkanická činnosť sa diala v morskom prostredí a rudonosný komplex prináleží paleogénu (vrchný eocén — oligocén).

Názory na genézu zrudnenia a zdroj Mn rúd na Kube sa dost rozchádzajú. Spencer (1901) za zdroj rudných komponentov pokladal termálne vody, ktoré počas cirkulácie prinášali so sebou mangán, ukladali ho v pieskovecoch alebo vo vápencoch, ktoré metasomaticky zatlačali. Podľa Spencera jaspisy majú spoločný zdroj s rudnou zložkou.

Burchard (1918) spája mangánové zrudnenie v provincii Orient s vulkanickou činnosťou. Predpokladá, že artézske vody pretransportovali Mn komponenty, ktoré sa vyžrážali spolu so siliciti v puklinách, trhlinách, na poruchách a v dutinách vápencov alebo v antiklinálach iných hornín. Ich pôvodným nositeľom boli vrstvy vulkanických tufov. Mn rudy a silicity sa vyžrážali takmer súčasne.

Podľa Parka (1942) zdrojom rudotvorných látok Mn ložísk v Oriente sú teplé pramene. Rudné roztoky vystupovali pozdĺž žriedlových kanálov a Mn komponenty sa vyžrážali v priaznivých miestach buď v prilahlých poróznych vrstvách, alebo zatlačovali tufy a vápence. Čiastočne sa vyžrážali i v kanáloch. Horúce roztoky mohli obohatiť morské sedimenty oxidmi Mn rúd i ako primárny sediment. Pozdejšie (Park & Cox 1944) pokladá zlomy a poruchy za najmenej priaznivé pre vyžrážanie Mn rúd. Mangánonosné roztoky migrovali skôr cez priepustné vulkanické vrstvy; preto najpriaznivejšie pre vyžrážanie Mn rúd podľa jeho názoru boli kontakty tufov a nadložných vápencov. Niektoré z Mn ložísk v Oriente sa vyžrážali z podmorských prameňov ešte v nespevnených tufoch a vápencoch. Časť rudných polôh bola však rozrušená morskými prúdmi a úlomky Mn rúd sa dostali do nadložných vápnených kalov, kde spevnili a vytvorili intraformačné konglomeráty.

Novšie Lewis—Straczek (1955) a Simons—Straczek (1958) predpokladajú, že väčšina mangánových ložísk na Kube je syngenetická. Vychádzajú pritom z morfológie ložiskovej oblasti Los Chivos, Ponupo (neďaleko Balkánesu) a ďalších, ktoré majú dómovú stavbu. Hoci táto spojitosť môže byť náhodná, jadro dômov tvoria aglomeráty a tufy; podľa toho mohli byť dómy centrami vulkanickej činnosti, prameňom horčicích roztokov, z ktorých sa vyžrážali Mn komponenty a vytvorili mangánové ložiská. Podľa týchto autorov nie všetky vrstevné Mn ložiská na Kube sú syngenetického pôvodu; mnohé vznikli krátko po usadení základnej hmoty. Silicity podľa nich majú podobný (ba ten istý) pôvod ako mangánové rudy; obyčajne sa však usadili pred minerálmi mangánu. Názory na genézu mangánového zrudnenia sú doposiaľ nejednotné, i pokiaľ sa dotýkajú jedného a toho istého ložiska. Sú zjavy a úkazy, ktoré dávajú podklad pre teórie o endogennom charaktere zrudnenia, na základe iných dát a výskumov sa zdôvodňuje ich exogénny pôvod. Vo všeobecnosti niektoré ložiská majú skôr exhalačnosedimentárny pôvod (Schneiderhön 1949), iné majú bližšie k vulkanicko-subakvatickej teórii P. Niggliho (1950), príp.

k teórii N. Šatského (1954) o vulkanogénno-kremitom pôvode. Všetky spomenuté mangánové ložiská, napriek odlišnému veku majú jeden spoločný znak: sú úzko spojené s vulkanogénno-detritickým súvrstvom; vystupujú spolu so silicitmi a vo vertikálnej stratigrafickej postupnosti parageneticky súvisia s horninovým komplexom toho istého typu. Mn zrudnenie je v asociácii s vulkanogénno-kremitými horninami, ktoré sa opakujú v rôznych geologických epochách na rôznych kontinentoch; nejde tu o náhodnosť, ale o určitú zákonitú súvislosť.

Mangánové ložiská Kuby, hlavne Balkánes a Los Chivos, ktoré sme detailnejšie študovali z hľadiska litologicko-faciálneho, patria tomu istému stratigrafickému horizontu formácie *El Cobre* i *Charco Redondo*. Vo vulkanogénno-detritickom súvrství El Cobre sú oxydy Mn rúd uložené v najvrchnejšom stratigrafickom horizonte (150 m), pričom celková mocnosť komplexu činí 4500—6000 m. Podľa ich vrstevného uloženia uprostred rôznorodého pyroklastického materiálu i vo vápencových horizontoch a podľa vzťahu rúd k základnej hmote, považujeme ložiská za syngenetické.

Pri štúdiu štruktúry a textúry Mn rúd v Oriente autori často nebrali do úvahy vplyvy tektonických procesov a povrchových vôd na rudy blízko povrchu. Tieto procesy ovplyvnili štruktúru i textúru rudných polôh i ich mineralogické zloženie. Po puklinách došlo k migrácii rudných komponentov, hlavne pyrolusitu a polianitu, ktoré ako sekundárne minerály presekávajú vrstevne uložené primárne rudné polohy. V dôsledku plošných pohybov, resp. pohybov po vrstevnatosti vytvorili sa druhotné štruktúry rudnej výplne. Výplne puklín sekundárnymi minerálmi i silicitmi možno sledovať na ložisku Balkánes. Na ložisku Los Chivos, hlavne u rudnej polohy niekoľko m pod povrchom možno na ťažobnej stene pozorovať výplň puklín (i niekoľko cm) sekundárnymi minerálmi, ktoré sú oddelené od primárnych rudných polôh ešte jemnozrnným materiálom. K vyplneniu puklín došlo ešte pred deformáciou ložiska vrásnením. Sekundárne minerály vykryštalizovali v kolomorfných i radiálne lúčovitých štruktúrach.

Rudné polohy na ložiskách Balkánes a Los Chivos vystupujú vo vrchnej časti vulkanogénnych hornín; k mineralizačným prejavom vulkanickej činnosti došlo v závere. Za zdroj rudotvorných komponentov mangánových rúd považujeme preto termálne pramene, ktoré produkovali tieto komponenty pred doznievaním extruzívnej činnosti. Takéto ložiská považujeme za vulkanogénne. Vystupovanie rudných polôh vo vulkanogénnych horninách poukazuje na ich syngenetický pôvod. Aj rudné polohy vo vápencoch na ložisku Balkánes sú najskôr vulkanogénneho pôvodu, lebo sú doprevádzané vulkanickým, a nie detritickým materiálom. Silicity na týchto ložiskách majú k rudným polohám veľmi úzky vzťah; vystupujú nielen v ich podloží, ale i v rudonosných horizontoch vulkanogénneho súvrstvia. Zdrojom  $\text{SiO}_2$  podľa toho boli tie isté roztoky, ktoré prinášali i rudné komponenty, ale v určitej časovej návaznosti. Prínos sa potom dial v morskom prostredí ešte za efuzívnej činnosti;



nasvedčuje tomu rôznorodosť vulkanogénneho materiálu, jeho gradačné uloženie (v cykloch), ako aj lapily, pumy a bombičky v tufogénnom materiáli, vo vápencoch a iných sedimentárnych horninách.

### Tektonické pomery ložísk

Tektonické pomery na mangánových ložiskách v Oriente neboli detailnejšie študované, hlavne vzťah vrásnivých procesov k ložiskám mangánu a ich štruktúry i morfológický vplyv na rudné polohy.

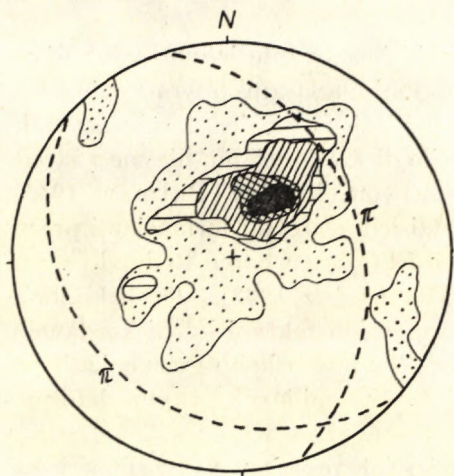
Z horotvorných pochodov, ktoré podmienili formovanie jednotlivých útvarov na Kube, sa uplatnilo nevadské, subhercynské a laramské vrásnenie (Ta-ber, 1931; Brodermann, 1945). Mangánové ložiská v paleogéne boli postihnuté laramským vrásnením, ktoré sa prejavilo diskordanciami, hlavne v strednom eocéne. Na Kube však začalo už koncom kriedy (Palmer 1945). V priebehu vývoja paleogénu sa zistilo medzi jednotlivými formáciami prerušenie sedimentácie; v Oriente vývoj formácií El Cobre, Charco Redondo a San Luis sa dial bez prerušenia sedimentácie (Bermúdez 1963). Ale blízko ložiska Balkanes možno pozorovať v týchto formáciách tektonickú diskordanciu, ktorá je výsledkom mladšieho posedimentačného laramského vrásnenia. Tieto prejavy sa odrazili na študovaných ložiskách rôznymi štruktúrnymi deformáciami.

Na ložisku Balkanes sa vplyvom tektonických procesov vytvorili vrásové štruktúry, deformácie vrstevných plôch, nové plochy bridličnatosti s rôznymi systémami puklín. Na vrstevných plochách i na plochách bridličnatostí možno pozorovať aj lineárne prvky. Rozlišujeme dva systémy porúch: staršie, prešmykového charakteru a mladšie, poklesového charakteru.

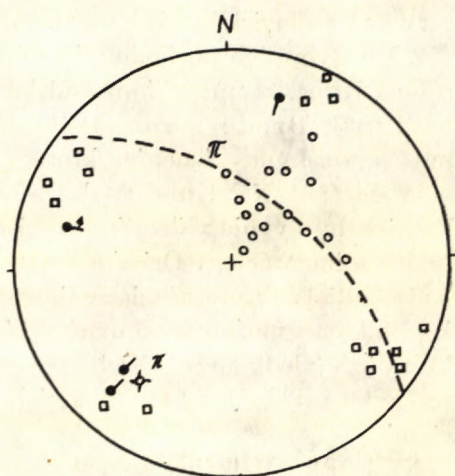
Ložisko predstavuje brachyvrásu, ktorej os prebieha v smere  $160^\circ$  s úklonom  $15^\circ$  k JV. Plocha osí je strmo uklonená k JZ. Juhozápadné krídlo vrásky, budované lavicovitými vápencami, má strmší sklon vrstevnej bridličnatosti; v klenbovej časti sú vrásky takmer horizontálne uložené. Strmý úklon si tu uchovali plochy osovej kliváže; miestami ide o puklinovú kliváž (bc pukliny). Vrásky a vrásky menších rozmerov na JZ ramene majú vergenciu k severu, z čoho sa dá usúdiť zmysel pohybu. Na SV krídle vrásky sú plochy vrstevnej bridličnatosti miernejšie uklonené. Aj tu majú plochy druhotnej bridličnatosti priebeh paralelný s vrstevnou bridličnatosťou, avšak úklon plôch je k JZ a zodpovedá plochám osovej kliváže. Vývoj týchto plošných elementov poukazuje na skutočnosť, že v ďalších fázach tektonických pohybov po zvrásnení došlo k zvýrazneniu „s“ tektoniky.  $S_2$  bridličnatosť (pozri obr. 6) je najvýraznejšia v blízkosti sigmoidálneho ohybu na južnom krídle vrásky. Plochy bridličnatosti v sigmoidálnom ohybe majú generálny priebeh  $30-210^\circ$  s úklonom  $28^\circ$  k JV. Mladšie pohyby, ktoré vytvorili tento ohyb a  $S_2$  bridličnatosť sa prejavili až po „s“ tektonike, kedy vznikla puklinová kliváž (po bc

puklinách). Plochy  $S_2$  bridličnatosti majú diagonálny priebeh k vrstevnej bridličnatosti. Sigmoidálne ohýbanie je doprevádzané i zvlnením plôch vrstevnej bridličnatosti a vznikom drobných vrások, najmä u slienitých vápencov a strižných plôšok.

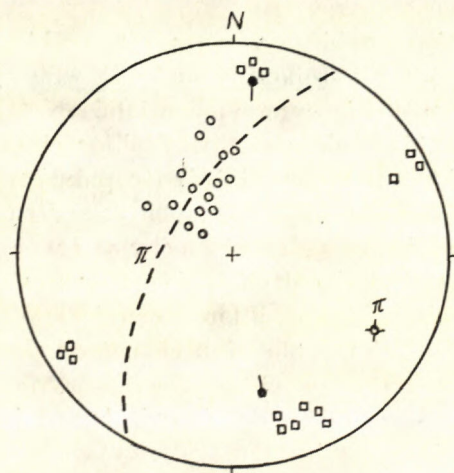
Okrem štruktúrnych prvkov nadložja ložiska sme študovali aj deformácie vlastného ložiska. Keďže ide najskôr o syngenetické ložisko vo vulkanogén-



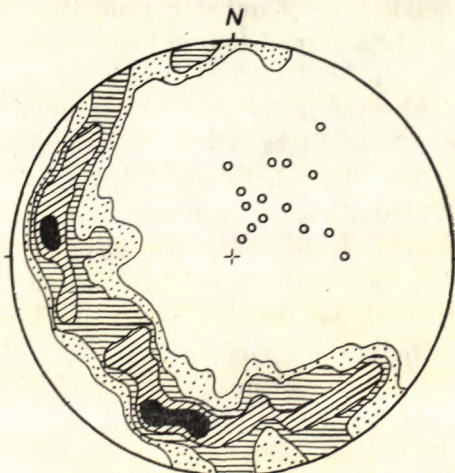
Obr. 4. Balkanes, súborný diagram 205 pólov  $s_1$ ss plôch (0-2-4-6-8-10%) s  $\pi$  oblúkmi maxim krídel vrás.



Obr. 5. Balkanes, úsekový diagram pólov  $s_1$  plôch s  $\pi$  oblúkom, → pukliny, ← B osi, ← B osi s vergenciou.



Obr. 6. Balkanes, úsekový diagram pólov  $s_2$  plôch s  $\pi$  oblúkom, → pukliny, ← B osi.



Obr. 7. Balkanes, úsekový diagram  $\beta$  osi  $s_1$  plôch (0-2-4-6-9%) 72 osí  $\beta$ , o póly s- plôch.

nych horninách, ktoré tmelia mangánové rudy, jednotlivé štruktúrne prvky sme merali osobitne v rudonosnom komplexe, na kontakte s vápencami a v bezrudných tufogénnych horninách.

Rudonosný komplex hornín sa choval vo vzťahu k nadložiu, tvorenému vápencami pri tektonických procesoch ako prvok nekompetentný. Prejavil sa odlišným tektonickým štýlom štruktúrnych prvkov. Plošné i lineárne prvky majú v detailoch odlišnejší priebeh (pozri obr. 9 — 10).

Mangánové ložisko má väčšiu mocnosť na južnom krídle brachyvrásky, vďaka tektonickým procesom. Kontakt ložiska s vápencami je na diagrame 9. Vápencový komplex, na južnom krídle vrásky nad ložiskovou časťou je zvlnený do menších vrás v dôsledku dynamických pohybov. Úklon osi týchto vrás je  $115^{\circ}/20^{\circ}$  k JV. V podstate ide o podobné hodnoty ako u osi brachyantiklinály.

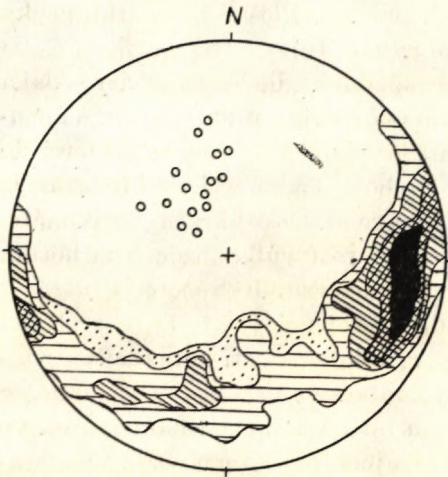
V rudonosnom komplexe je pôvodná vrstevnatosť vulkanogénnych hornín takmer zotretá a v priebehu laramského vrásnenia vznikli *druhotné štruktúrne prvky*. Rudonosný komplex je zvrásnený do väčšej vrásky, ktorej os prebieha v smere  $175^{\circ}$  s úklonom  $28^{\circ}$  k juhu. Plochy  $S_1$  bridličnatosti výraznejšie vyvinuté vo vrchnejšej časti ložiska, hlavne pri kontakte s vápencami, v podstate odpovedajú vrstevnej bridličnatosti a k juhu upadajúcim plochám vrások vo vápencoch. Plochy  $S_1$  bridličnatosti, odpovedajúce plochám vrások upadajúcich k severu, sú len zriedkavé. Majú mierny úklon ( $5-10^{\circ}$ ). Plochy  $S_2$  a  $S_3$  prebiehajú takmer kolmo na plochy  $S_1$ . Vznik plôch možno najskôr prisudzovať pohybov, ktoré vo vápencoch vytvorili sigmoidálny ohyb a plochy  $S_2$  bridličnatosti. Tieto plochy u oboch komplexov (vápencový i vulkanogénny s rudnými komponentmi) majú priebeh takmer zhodný. Úklony sú u vápencov miernejšie (v závislosti od fyzikálno-mechanických vlastností hornín). U  $S_2$  plôch možno pozorovať aj jemné vrásky vyvinuté len u hornín plastickejších.

*Lineárne prvky* u vulkanogénnych hornín sa výraznejšie prejavujú na  $S$ -plochách presekávaním s plochami  $S_2$  a na  $S_2$  plochách jemnými vráskami.

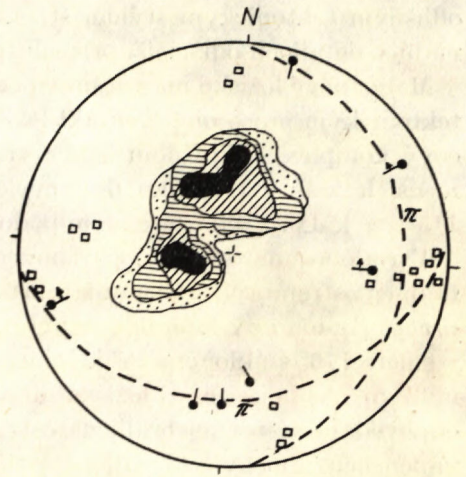
*Pukliny* vo vápencových horninách sú vyvinuté hlavne v systémoch *ac* a *bc*. *Ac* pukliny prebiehajú prevažne v  $S-J$  smere; pozdĺž nich sa vytvárajú trhliny, miestami široko roztvorené. Pozdĺž *bc* puklín v dôsledku mladších pohybov sa lokálne vytvorili plochy puklinovej kliváže. V zrudnenej časti, kde je materiál stredno a hrubozrnný v dôsledku odlišných vlastností hornín a štruktúry, sú pukliny veľmi nevýrazné a nesúvislé. Diagonálne systémy puklín vystupujú v oboch komplexoch len zriedka.

Na ložisku sa prejavili i *prvky disjunktívnej tektoniky* ako tektoniky mladšej, charakterizované prešmykmi a hlavne poklesmi. *Prešmyky* menších rozmerov (niekoľko m) sú vyvinuté na severných krídlach vrás a vrások, vytiahnutých do flexúr, hlavne na styku vápencových a vulkanogénnych hornín, ktoré tvoria vo vápencoch vložky i na kontakte s rudonosným komplexom. Tieto štruk-

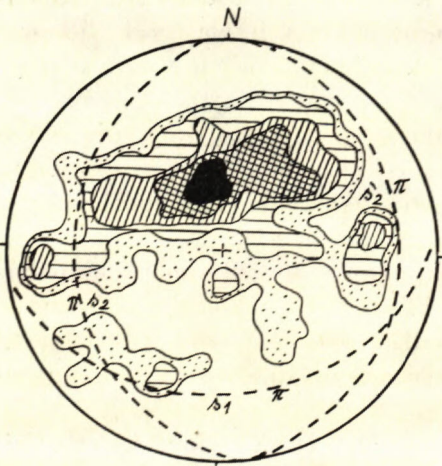
túry sú viazané na vrásnenie i na pozdejšie dynamické pohyby. Prešmykové plochy vyjadrujú zmysel pôsobenia síl, ktoré pri vzniku prvých stavebných prvkov vrásovej stavby pôsobili od JZ, neskôr hlavne pri tvorení  $S_2$  plôch od JV.



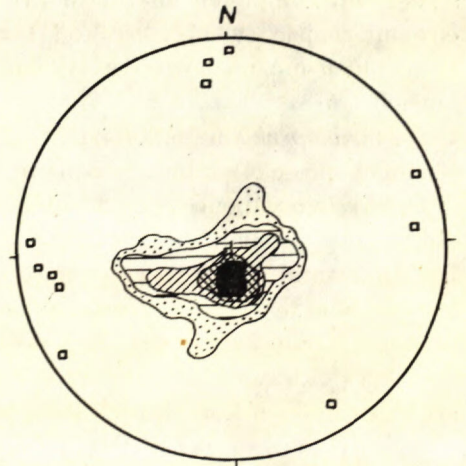
Obr. 8. Balkanes, úsekový diagram  $\beta$  osí  $s_2$  plôch (0-2-5-8-11 %) 82 osí  $\beta$ , o póly  $s_2$  plôch.



Obr. 9. Balkanes, úsekový diagram 56 pólov  $s_1$  ss plôch (0-3-6-9-12 %) s  $\pi$  oblúky maxím krídel vrás, → pukliny, ← B osi, ← B osi s vergenciou.



Obr. 10. Balkanes, súborný diagram 182 pólov  $s_1$  a  $s_2$  ( $s_2$ ) plôch (0-1-3-6-8-10 %) a  $\pi$  oblúkmi. Rudonosný komplex.



Obr. 11. Los Chivos, úsekový diagram 71 pólov  $s_1$  ss plôch (0-2-7-9-13 %), → pukliny.

*Poklesová tektonika* je výraznejšia a mohutnejšia ako prešmyková. Poruchy poklesového charakteru vystupujú na ložisku v dvoch smeroch: V—Z a S—J. Prvé majú regionálnejší charakter. Južne od ložiska Balkanes prebieha významnejšia porucha Boniato (Lewis—Straczek 1955). Zástanci názoru o endogénnej mineralizácii pokladali túto poruchu za zónu, pozdĺž ktorej vystupovali hydrotermálne roztoky.

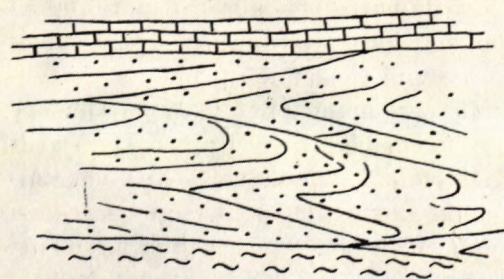
V S—J systéme je na ložisku niekoľko porúch, hlavne na krídlach vrásky rudonosného komplexu; možno ich sledovať aj na kontakte s vápencami. Sú to poruchy súklonné s krídlami vrás. Na západnom krídle vrásky má dislokačná plocha úklon  $75-80^\circ$  k západu a smer priebehu  $210^\circ$ . Na južnom krídle majú poruchy miernejší úklon ( $60-45^\circ$ ), ktorý sa zmierňuje smerom východným. Tieto poruchy sa vejárovite stáčajú od  $10^\circ$  po  $345^\circ$ .

Ojedinele pozorovať aj poruchy, ktoré prebiehajú diagonálne k hlavnému (V—Z) smeru, súklonne i protiklonne.

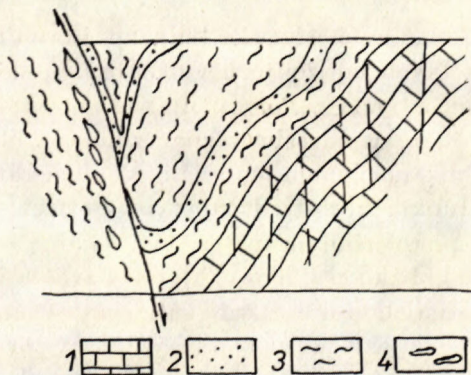
#### *Ložisko Los Chivos*

Širšie okolie ložiska bolo v priebehu orogénnych procesov zvrásnené do mierne zvlnených vrás. Vrásu ložiskovej časti charakterizujú Simons—Straczek (1958) ako dómovu stavbu; nepripisujú jej tektonický pôvod, ale považujú ju za jedno z centier vulkanizmu.

O tektonických procesoch v tejto časti svedčia štruktúry väčších rozmerov (vrásky a poruchy) i drobnotektonické elementy. Mierne zvlnené vrásky s kupolovitou stavbou majú V—Z priebeh. Depresie medzi vrásami sú zvýraznené poklesmi S—J smeru. Niektoré poklesy sú V—Z smeru. Vo vzťahu ku krídlam vrás sú to poruchy súklonné. V tesnej blízkosti ložiska a na ložisku je disjun-



Obr. 12. Prevrásnenie vrstiev s Mn rudami, prekop č. 53.



Obr. 13. Pásmo tektonickej brekcie pozdĺž poruchy, úpadnica č. 1. 1 — vápence, 2 — minerál tmelený pyroklastickým materiálom; 3 — zbridiľňaténé tufogénne horniny, 4 — tektonické brekcie.

ktivna tektonika mohutnejšia ako na ložisku Balkanes. Hlavne poruchy S—J smeru majú väčšiu amplitúdu poklesu.

Z drobnotektonických prvkov možno na ložisku sledovať menšie vrásky „m“ poriadku, plochy vrstevnej a druhotnej bridličnatosti a lineárne prvky rôzneho pôvodu, ako aj rozličné systémy puklín a trhlín.

*Vrásky a vrásky* V—Z smeru sú staršie, S—J smeru mladšie. Táto skutočnosť poukazuje na viacaktový proces vrásnenia a na pôsobenie síl v rôznych smeroch. Pri pôsobení týchto síl vznikli málo výrazné druhotné plošné prvky: priečna bridličnatosť, puklinová kliváž a kliváž zlomová, niektoré z nich len lokálne. Ani vrstevná bridličnatosť nie je všade výrazne vyvinutá.

*Pukliny* S—J smeru sú na ložisku vyplnené sekundárnymi minerálmi oxidov mangánu; možno ich sledovať aj pozdĺž poruchových plôch poklesového charakteru.

Štúdiom vzťahov drobnoštruktúrnych elementov k megatektonickým stavebným prvkom sa došlo k záveru, že medzi nimi sú úzke vzájomné vzťahy. Vrstevnatosť je miestami bez výrazných odlučných plôch (hlavne kde sú vrstvy uložené takmer horizontálne); na krídlach vrás sa vytvára vrstevná bridličnatosť, druhotná bridličnatosť i kliváž osovej roviny, resp. prvky priečnej bridličnatosti a puklinovej kliváže. Pri vzniku vrás došlo k priečnemu ohýbaniu vrstevných plôch a vzniku rôznych plôch bridličnatostí. Z toho usudzujeme na časovú i genetickú spojitosť plôch bridličnatostí s vrásnením a s inými sprievodnými tektonickými procesmi. S vrásnením je v študovanej oblasti úzko spojený aj vznik prešmykov.

## Záver

Mangánové ložiská Balkanes i Los Chivos vystupujú ako rudné polohy v niekoľkých horizontoch vulkanogénno-detritickej formácie, viazané na najvrchnejšie vrstvy. Polohy Mn rúd netvorí súvislé horizonty, ale v rozpätí 100 až 150 m sú od seba rôzne vzdialené. Rudné polohy vystupujú v rôznorodom vulkanogénnom materiáli, v aglomerátoch s vulkanogénnou prímiesou. Ak vystupujú uprostred vápencov (ložisko Balkanes) mangánové rudy sú tmelené vulkanogénnym materiálom. Rudné pohy nachádzajú sa vždy v bezprostrednej blízkosti silicitov, ktoré sú zväčša v ich podloží, zriedkavejšie aj v ich nadloží alebo i uprostred. Táto spätosť Mn minerálov s  $\text{SiO}_2$  poukazuje na časovú i genetickú súvislosť a na jednotný zdroj oboch zložiek — mangánu a kremeňa. Spoločné vystupovanie mangánových rúd s rôznorodým vulkanogénnym materiálom v nesúvislých polohách poukazuje na ich syngenetický charakter. Rudotvorné komponenty Mn rúd mohli byť tmelené pyroklastickým materiálom v morskom prostredí.

Mangánové ložiská boli postihnuté procesmi vrásnenia, počas ktorých sa

vytvorili megaštruktúry i drobné štruktúrne prvky. Plošné a lineárne stavebné prvky v okolí ložísk objasňujú časovú postupnosť jednotlivých fáz tektonických procesov. Analýzou týchto drobnoštruktúrnych elementov bolo možné odvodiť i genetickú spätosť týchto prvkov s väčšími štruktúrami.

Rozlišujeme stavebné prvky a štruktúrne deformácie vyvolané:

[1] silami stesňovania (vrásová stavba, drobné vrásky na plochách vrstevnatosti a bridličnatosti, vrstevná a priečna bridličnatosť, lineárne prvky, rôzne systémy puklín a puklinových kliváží, prešmyky a posuny).

[2] silami uvoľňovania (ťahové štruktúry), ako trhliny a poklesy dvoch systémov, V—Z a S—J smeru. Poruchy poklesového charakteru čiastočne zmenili ráz vrásovej stavby, pretože pozdĺž nich sa vytvorili priekopové prepádky, najmä v oblastiach, budovaných vápencami. Okrem toho sa na ložiskách zistili i poruchy, prebiehajúce diagonálne k vrásovej stavbe.

*Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA

- [1] Arnould A., 1954: Étude préliminaire sur les conditions de gisement du manganèse Nouvelle Calédonie. Rapports Serv. Mines. géol., Nouvelle Calédonie, Paris. — [2] Arnould A., Routhier P., 1956: Les gites de manganèse „Volcano Sedimentaires“, de Nouvelle Calédonie-UN „type“ de gisement de manganèse meconnu: La type Volcano Sedimentaire. In: XX Sess. Congr. geol. internat. Sympos. Sobre yacimientos de manganeso. T. 4. Asia y Oceania. Mexiko. — [3] Bermúdez P. J., 1950: Contribución al estudio del Cenozoico Cubano: Memorias de la Societed Cubana de Historia Natural, v 19, No. 3, p. 205—375. — [4] Bermúdez P. J., 1963: Las Formaciones geológicas de Cuba. ICRM, Havana. — [5] Brodermann J., 1945: Breve reseña geológica de la isla de Cuba. Rev. soc. Cubana Ing., vol. 42, No. 1. — [6] Butterlin J., 1956: La constitution geologique et la structure des Antilles. Comm. Nac. Rech. Sci., Paris. — [7] Betehtin A. G., 1946: Promyšlennyje manganecvyje rudy SSSR. Izd-vo AN SSSR. — [8] Bouladon J., et Jouravsky G., 1952: Manganése, in „Geologie des gites miner. marocains“. Notes et M. Serv. geol. Maroc, No 87. — [9] Burchard E. F., 1920: Manganese ore deposits in Cuba: Am. Inst. Min. Met Engineers Trans, v 63, p 51—104. — [10] Callaghan E., et Thomas H. E., 1939: Manganese in a thermal spring in West — central Utah. Econ. geol., vol. 34, No 8 pp. 905—920. — [11] Dolenc M., 1955: Les gisements marocains de manganése. Geol. Rozprave in poročila, Lioubliana, 2 knjiga, pp. 273—294. — [12] Fleischer M., 1943: The manganese oxide minerals a preliminary report. Econ. geol., vol. 38, No 4, pp. 268—286. — [13] Hadley J. B., 1942: Manganese deposits in the Paymaster Mining District (Imperial County, California). U. S. Geol. Surv. B., Washington, 931 S. — [14] Hewett D. E. a oth., 1956: Manganese deposits in the United States. In: „XX Sess. Congr. geol. internat. Sympos. sobre yacimientos de manganeso, t. 3, America“. Mexico. — [15] Jouravsky G., 1953: Sur la composition mineralogique et chimique des mineraís de manganése des gisements encaissés dans les formations volcaniques du Précambrien III (région d' Ouarzazate). Notes Serv. geol. Maroc, t. 7, pp. 289—308. — [16] Katsu Kaneko, 1956: Manganese deposits of Japan. In: XX Sess. Congr. geol. internat. Sympos. Sobre yacimientos de manganeso, t. 4, Mexiko. — [17] Kerr P. F., 1940: Tungsten bearing manganese deposits at Gol

conda (Nevada) B. Geol. Soc. Amer., New York, vol. 51, pp. 1359—1390. — [18] Krotov B. P., 1951a: Sur la genèse des gisements de manganèse d'origine marine. *Ibid.*, t. 77, No 1, pp. 93—95. — [19] Lasky S. G., et Weber B. N., 1949: Manganese resources of the Artillery Mountains Region (Mohave County, Arizona) *Ibid.*, 961. — [20] Lewis G. E., and Straczek J. A., 1955: Geology of southcentral Oriente, Cuba: U. S. Geol. Survey Bull. 975 — D, p. 171—336. — [21] Mac Kelvey V. E., Wiese J. H. et Johnson V. H., 1949: Preliminary report on the bedded manganese of the Lake Mead Region, Nevada and Arizona. U. S. Geol. Surv. B., Washington 948 D. — [22] Niggli P., 1950: Eisen—Manganerzlagertstätten der Schweizeralpen. *Geol. in Mijubouw*, 12- année. — [23] Norcross F. G., 1940: Development of the low-grade manganese ores of Cuba: Am. Inst. Min. Engineers Tech. Paper 1188, 13 p. — [24] Ostroumov Z. A., 1954: Le manganèse dans les dépôts du fond de la mer d'Okhotsk. *Dokl. Akad. Nauk URSS sér. geol.*, No 5, pp. 3—13. — [25] Palmer R. H., 1945: Outline of the Geology of Cuba. *Jour. Geol.* vol. 53. — [26] Park C. F., 1942: Manganese resources of the Olympic Peninsula. Washington. — U. S. Geol. Surv. Bull., N 931 — R. — [27] Park C. F., 1942a: Manganese deposits of Cuba. U. S. Geol. Survey Bull. 935-B, p. 75—97. — [28] Park C. F., 1946: The spilitic and manganese of the Olympic Peninsula. — *Amer. J. Sci.* 244. — [29] Park C. F., and Cox M. W., 1944: Manganese deposits in part of the Sierra Maestra, Cuba. U. S. Geol. Survey Bull. 935-F, p. 307—355. — [30] Reed J. J., 1960: Manganese ore in New Zeland — *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 3, N. 3. — [31] Routhier P., 1954: Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie. — *Compt. rend. Soc. geol. France*, N 9—10. — [32] Simons F. S., Straczek J. A., 1958: Geology of the manganese deposits of Cuba. *Geolog. survey Bulletin* 1057, Washington. — [33] Sokolova E. A., 1963: O margancenosnykh vulkanogenno-osadočnykh formacijach kalifornijskogo tipa. *AN, SSSR Trudy, Vypusk* 81. — [34] Spencer A. C., 1903: Manganese deposits of Santiago, Cuba. U. S. Geol. Survey Bull. 213, p. 251—255. — [35] Chatskij N. S., 1954: Sur les formations manganésifères et la métallogénie du manganèse. I — Les formations manganésifères volcanogènes — sédimentaires. *Izv. Akad. Nauk URSS, Moscou, sér. geol.*, No 4, pp. 3—37. — [36] Taber S., 1931: The structure of the Sierra Maestra near Santiago de Cuba. *Jour. Geology*, v. 39. p. 532—563. — [37] Takabatake A., 1956: Genesis of manganiferous iron deposits in Japan. In: XX Sess. Congr. geol. internat. Sympos. sobre yacimientos de manganeso. T. 4. Asia y Oceania, Mexiko. — [38] Taliaferro N. L. 2., 1943: Manganese deposits of the Sierra Nevada, their genesis and metamorphism. — *Bull. California Div. Min.*, N 125. — [39] Taliaferro N. L., Hudson F. G., 1950: Genesis of the manganese deposits of California. — *Bull. Div. Mines. Dept. Natur. resources Stale, Calif.*, N 152. — [40] Thayer T. P., Guild P. W., 1947: Thrust faults and related structures in Eastern Cuba. *American. Geoph. Un. Trans.*, vol. 28, No 6. — [41] Westerveld J., 1951: Les gîtes de manganèse du domaine atlasique au Maroc françois et leur classification géologique. *Geol. in Minjnbouw, Leyde*, No 2, pp. 25—52. — [42] Weyl R., 1942: Die geotektonische Stellung der Grossen Antillen. *Forsch. Fortschr.*, vol. 18, nor. 3—4.

TOMÁŠ GREGOR

#### NOTES ON THE GENESIS AND TECTONIC POSITION OF SOME Mn-DEPOSITS IN CUBA

The study of the relations between the fine-structural elements and the megatectonic structural elements has shown the close relationship between them. In some places, stratification does not show any distinguished plains of disintegration (especially not in



the places where the beds are arranged almost horizontally). On the wings of folds there is bedding schistosity, secondary schistosity and cleavage of the axial plane, or the elements of the transverse schistosity and fissure cleavages. In the formation of folds the transverse bending of the bedding planes and the rise of various planes of schistosity took place. Thus the time and genetic connection between the schistosity planes with the folding and other accompanying tectonic processes may be supposed. The rise of overthrusts is closely connected with the folding in the study area.

The Mn deposits Balkanes and Los Chivos outcrop in the form of ore strata in several horizons of the volcanogene-detritic formation, restricted to the uppermost beds. The strata of the Mn ores do not form the continuous horizons, but within 100–150 m they are distributed in various distances. The ore strata occur in the heterogeneous volcanogene material, in agglomerates with the volcanogene admixture. If they occur among limestones (the deposit Balkanes), the Mn ores are cemented by the volcanogene material. The ore strata are usually in the immediate nearness of silicites that are mainly in their underlier, less frequently in their overlier or in the middle. The connection of the Mn minerals with  $\text{SiO}_2$  points out the chronological and genetical closeness and the equal source of both the components — the Mn and the  $\text{SiO}_2$ . The common occurrence of the Mn ores with the heterogeneous volcanogene material in discontinuous strata points out to their syngenetic nature. The ore-forming components of the Mn ores might have been cemented by the pyroclastic material in marine environment.

The Mn deposits were affected with the folding processes, in the course of which mega-structures and minor structural elements were formed. The planar and linear structural elements near the deposits enlighten the chronological sequence of the separate phases of the tectonic processes. By means of the analysis of the micro-structural elements the genetic connection of these elements with larger structures might have been determined.

The author distinguishes the structural elements and structural deformations evoked

(1) by the tightening forces (the fold structure, micro-folds on the stratification planes and schistosity planes, the bedding and transverse schistosity, linear elements, various systems of fissures and fissure cleavages, overthrusts and shifts),

(2) by the loosening forces (tension structures), as the cracks and subsidence of two systems, i. e. E–W and N–S directions. Dislocations of the subsidence character caused the partial change in the nature of the fold structure, since along them there were formed fault gaps, especially in the areas build of limestones. In addition there were found faults running diagonally to the fold structure, on the deposits.

### Vysvetlivky k tab. XI–XII

#### Tab. XI

Obr. 1. Ložisko balkanes, znázornenie  $s^5/ss$  vrstevnej bridličnatosti; ac trhlina, bc trhlina. Obr. 2. Ložisko Los Chivos —  $ss$  vrstevnatosť,  $s^5/ss$  vrstevná bridličnatosť,  $pk$  — puklinová kliváž,  $kv$  — krídlo vrásy.

#### Tab. XII

Obr. 1. Vrtné jadro z ložiska Los Chivos;  $b$  — štruktúra hniezdovrstevná,  $a$  — hniezdová,  $c$  — vrstevná,  $tm$  — tufogénny materiál,  $Mn$  — mangánová ruda. Obr. 2. Vrtné jadro z ložiska Los Chivos, znázornenie textúry:  $a$  — hniezdovitá,  $b$  — hniezdovo-žilkovitá,  $c$  — vrstevná;  $tm$  — tufogénny materiál,  $Mn$  — mangánová ruda.

## Nové poznatky o faciálnom vývoji permu čiernovážskej série Nízkych Tatier

Približne 500 m mocné súvrstvie prevažne červenohnedých, rytmicky sa striedajúcich psefiticko-psamitických sedimentov v nadloží palynologicky dokázaného karbónu (Ilavská 1963) a v hlbšom podloží paleontologicky dokázaného spodného triasu (Roth 1937), t. j. v podloží hlavnej masy výlevných melafýrov, zaraďuje Biely (1962 a 1965) do permu čiernovážskej série chočskej jednotky. Toto súvrstvie je monotónne, bez výrazných znakov, ktoré by dovoľovali určiť jeho litofaciálny vývoj; ani paleontologický materiál sa v ňom nenašiel.

Tým viac si zasluhuje pozornosť novo zistený výrazný stratigrafický horizont (súvrstvie) šedých jemno až strednozrnných pieskovecov (20—80 m), v ktorom sa nachádzajú polohy so zreteľnými zuhoľnatými rastlinnými zbytkami v priestore Vikartovského chrpta. Tento horizont leží uprostred permského červenohnedého súvrstvia pod hlavnou masou bázičného vulkanizmu, označovanou všeobecne ako melafýry.

V Západných Karpatoch sa vulkanizmus tohto typu považuje za spodný trias (Kettner 1938; Andrusov 1936, 1958 a 1959); Biely (1962) ho považuje za permský. Aj v Rumunsku v horách Metaliči (Sedmohradsko) M. Sokolescu považuje melafýry podobného typu za spodnotriasové.

Horizont, o ktorom je reč, obsahuje množstvo jemného organického materiálu humusového typu; miestami sú v ňom nahromadené viac-menej dobre zachované zuhoľnaté zbytky rastlín v polohách, resp. šošovkách (do 0,6 m). V tých miestach obsah organického uhlíka v pieskovecoch činí aj cez 1 %. Okrem toho pozoruje sa zvýšený obsah Pb (0,03—0,06 %; v separovanej organickej mase do 2 %), vanádu (0,1 do 0,3 %), striebra (0,1 do 0,3 %), molybdénu (až 0,02 %), medi (0,06 %) a iných prvkov.

Polohy pieskovecov majú výraznú tenkolavičkovitú textúru s hrúbkou lavíčiek od 2 do 5 mm, niekedy až 10 mm. Na plochách vrstevnatosti sú zreteľné zbytky stebiel (do 10 cm), listov i vetvičiek (tab. X/1, 2). Zachovanosť organických zbytkov je miestami dosť dobrá, hoci zatiaľ ich identifikácia nie je možná. Zuhoľnaté zbytky rastlín tvarom pripomínajú niektoré vrchnopaleozoické druhy ako napr.: *Walchia*, *Calamites* a *Calamophyton*.

Okrem organických zbytkov v polohách pozoruje sa z rudných minerálov pyrit, v tenkých karbonátových žilkách chalkopyrit a galenit. Z uvedeného je zrejme, že toto súvrstvie možno považovať za samostatný stratigrafický horizont.

Pozoruhodný je aj jeho významný vedúci odlišný faciálny vývoj v tomto priestore v porovnaní s inými oblasťami výskytu tzv. melafýrovej série, s vý-

nimkou azda Malých Karpát. Faciálny vývoj melafýrových sérií považuje Andrusov (1959) za morský, Biely (1962) za molasový. V tejto sérii prevládajú kontinentálne sedimenty s prevažne červenohnedým primárnym sfarbením, svedčiacim o sedimentácii v oxydačnom prostredí. Nami opisovaný vývoj možno zaradiť ku kontinentálnolagunárnemu typu, s prevládajúcim redukčným prostredím. Dominujú v ňom šedo až šedozelené odtiene; okrem jemne vrstevnatých textúr s organickými zbytkami na plochách vrstevnatosti je v pieskovochoch badateľná aj kosá vrstevnosť. Textúrne zvláštnosti i tvar nazhromaždenej organiky v pieskovochoch svedčia o rovnomernom (v čase), v priestore nepravidelnom prínose organických zbytkov do sedimentačného priestoru úzkej plytkovodnej lagúny, zrejme v priebehu ročných klimatických cyklov riečnymi tokmi.

Podrobnejšie výskumy prinesú iste nové poznatky o litofaciálnom vývoji čiernovážskej série, jej stratigrafii a veku.

### Literatúra

- [1] Andrusov D., 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. *Carpatica*, Praha. — [2] Andrusov D., 1958, 1959: Geológia československých Karpát, I—II., Vydavateľstvo SAV, Bratislava. — [3] Biely A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti N. Tatier a Tribča. GP, zošit 62, Bratislava. — [4] Biely A., 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. GP, Zprávy 34, Bratislava. — [5] Ilavská Ž., 1963: Predbežná zpráva o palynologických štúdiách v melafýrovej sérii severného svahu Nízkych Tatier. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963. ÚÚG Bratislava. — [6] Kettner R., 1938: Geologická stavba severného svahu Kráľové hole v okolí Liptovské Tepličky (Nízke Tatry). Rozpravy České akademie II. tr. Praha. — [7] Roth Z., 1937: Zpráva o mapování na území j. v. sekce speciální mapy Vysokých Tater. Zprávy Slov. ústavu za rok 1937, Praha.

Rudolf Kúšik

### **Karbonátový vývoj keupra vo vysokotatranskej (obalovej) sérii pod Zámkami, v masíve Javorinskej Širokej**

Pod Zámkami, v masíve Javorinskej Širokej je mohutný odkryv stredného triasu a keupra, zaujímavý najmä tým, že je vyvinutý obyčajne v karbonátovom vývoji. Možno ho rozdeliť na päť odlišných komplexov, a to nielen podľa odlišného sfarbenia, ale i podľa zastúpenia jednotlivých členov, resp. rytmu sedimentácie a kolísania dna sedimentačného prostredia, čo malo za následok, že sa tu striedajú kompaktné lavice dolomitov a dolomitických bridlíc. Ako ďalšie odlišovacie kritérium je spôsob zvetrávania, a tým aj rôzna povrchová konfigurácia. V spodnej časti profilu je zastúpený stredný trias,

prevažne šedo zelený dolomit so svetlým odtieňom, svetlosivo zvetrávajúci, s nádychom do žltá; vzhľadom značne pripomína jaspis, kým šedočervené vložky zas malm križňanskej série. Dolomit je pomerne odolný voči zvetrávaniu; vytvára výrazne vyčnievajúce bralá, kým pestré vložky zvetrávajú rýchlejšie.

Laterálne nasledujú endostratické brekcie červeno sfarbeného dolomitu, veľkosti 2—10 cm, tmelené šedým dolomitickým tmelom. Tmel prevláda nad brekciami, takže sa hornina pri zvetrávaní chová ako normálny podložný i nadložný dolomit. Potom opäť nasledujú šedočervené, jaspisu podobné horniny, ktoré na miestach viac zbridličnatených silnejšie zvetrávajú, takže v stene predstavujú priehlbiny (obr. 1).

V ďalšej časti profilu sú červené brekcie bohatšie zastúpené, čo sa prejavuje pri zvetrávaní tým, že na ich miestach vznikajú lokálne depresie. Kým podložné brekcie sú ekvivalentom červených bridlíc, tieto šedočervené brekcie sú ekvivalentom tmavošedých dolomitov a bridlíc. Vyplýva to z ich postavenia; v podloží totiž majú dolomit, ktorý prechádza do spodnej polohy brekcií a v nadloží v zelenkavé bridlice a dolomity so žltošedým zvetrávaním.

Na báze brekcie zvetrávajú do šeda, sú kompaktné; ich materiál i tmel tvorí zelenkavošedý dolomit. Sú 2—7 cm veľké a prevládajú nad tmelom. Smerom hore tmel sa stáva postupne červenším, až brekcie nadobúdajú šedočervené sfarbenie; ich materiál tvoria úlomky, zväčša ostrohranné, až 20 cm veľké (prevažne do 5 cm); tmel tvorí bridličnatý dolomit, šedočervene sfarbený. Tu tiež prevládajú úlomky nad tmelom. Vo vrchnej brekciovitej polohe úlomky sú teda tvorené zelenavošedým dolomitom, kým tmel je šedočervený a menej zastúpený; v spodnej sú pomery opačné. Miestami sú úlomky (pri priemernej veľkosti 2—3 cm) mierne zagulatené. Lokálne sa úlomky dolomitu strácajú, resp. prechádzajú do šedočervenej dolomitckej bridlice, a táto zas pozvoľne do nadložných šedo zelených dolomitických bridlíc.

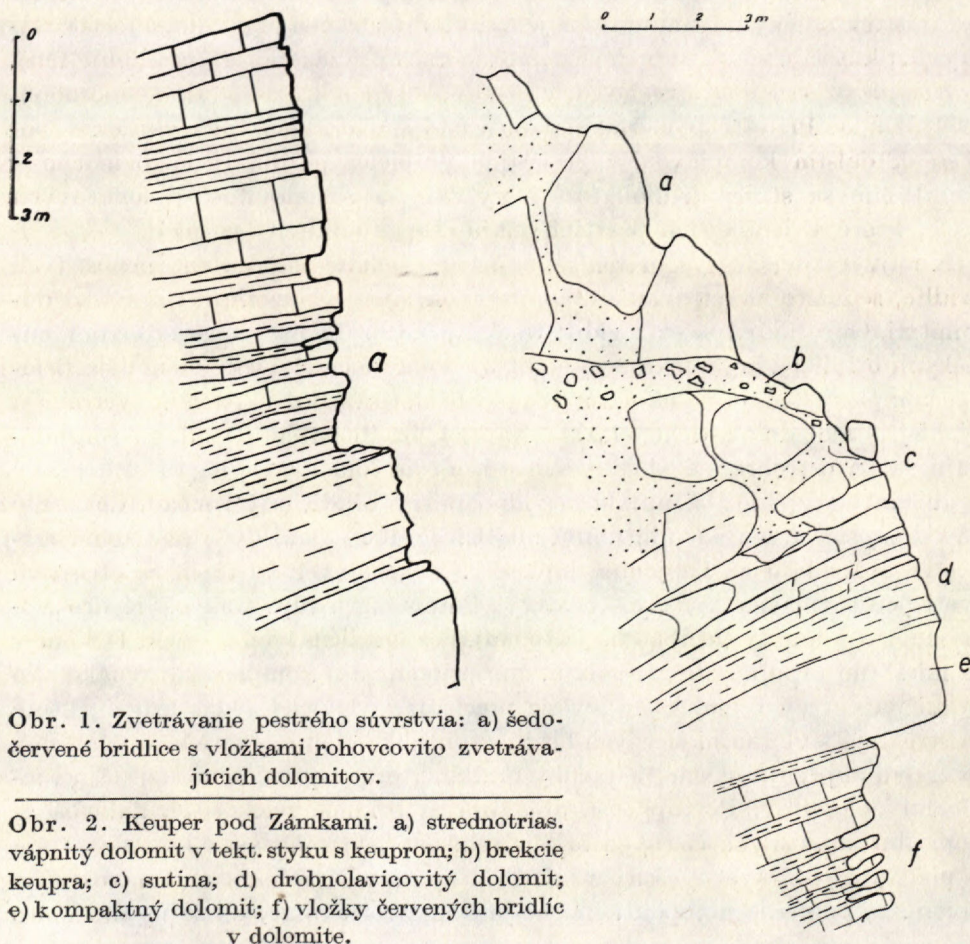
Brekcie sú zväčša v dôsledku tektonických procesov a zvetrávania značne drobné. Dolomitové úlomky zelenkavošedé na čerstvom lome majú svetlosivé až žltkavé zvetrávanie. V najvyššej časti brekcií niekedy sa nevýrazne strieďajú šedočervené a šedo zelené dolomitické bridlice, ktoré sa nerozpadajú na jemné bridličky, ale na asi pol cm lavičky. Podložie brekcií tvorí zelenkavo sivý dolomit, v ktorom sa už objavuje ružovkasté sfarbenie a ktorý má svetlosivé až žltkavé zvetrávanie.

Peknú vzorku brekcie keupra som našiel nad žlabom Spišská Michalová (v nadmorskej výške 1406 m) na loveckom chodníčku. Tmel je tu zväčša šedočervený, ale aj zelenkavošedý. Samotné úlomky tvorí zelenkavošedý dolomit. Úlomky sú malé, dosahujú priemerne 1—1,5 cm.

U strednotriasových dolomitov v podloží červených bridlíc pozorovať dvojaké zvetrávanie: rozpad na ostrohranné úlomky kolmo na vrstevnatosť, resp. zvetrávaním vznikajú na povrchu dolomitu nepravidelné ryhy.

Dolomity sú šedé (tmavšie šedé) a niekedy akoby piesčité, hrubozrnnejšie ako červená poloha. Jaspisu podobné dolomitové polohy svetlošedých zelenkavých farieb slabo šumia s 3 % HCl.

Prechod z prvého do druhého komplexu je normálny; na ich styku je svetlošedý rozpadavý dolomit, miestami mierne zbridličnatený, ktorý podľa rozpadu, farby a celkového vzhľadu možno priradiť ešte ku komplexu 1. V nadloží sa nachodí tmavošedý dolomit drobnolavicovitý, bez bridličnatých vložiek; na plochách odlučnosti pozorovať čierne vylúčeniny, pravdepodobne Mn-oxydu. V ňom sa nachodí aj šedá dolomitická brekcia s úlomkami 1–3 cm (približne rovnaké zastúpenie tmelu a úlomkov); na čerstvej ploche skoro vôbec nerozoznať, že ide o brekciu, iba na navetranej ploche (tmel zvetráva rýchlejšie ako úlomky). Ináč je tento komplex tmavošedý (dolomitické lavice i bridličnatejšie polohy). Bridličnatosť tu ešte nie je výrazná, vyskytuje sa až v komplexe 3.



Obr. 1. Zvetrávanie pestrého súvrstvia: a) šedočervené bridlice s vložkami rohovecovo zvetrávajúcich dolomitov.

Obr. 2. Keuper pod Zámkami. a) strednotrias. vápnitý dolomit v tekt. styku s keuprom; b) brekcie keupra; c) sutina; d) drobnolavicovitý dolomit; e) kompaktný dolomit; f) vložky červených bridlíc v dolomite.

Komplex má pravidelný tabuľkovitý rozpad, najmä bridličnatejšie vložky. Ako som už spomenul, ide o ekvivalent šedočervenej brekcie (aj v ňom sa vyskytujú dolomitické brekcie).

Najrozmanitejšie dolomitické brekcie ležia v odkryve na loveckom chodníku pod strednotriasovými vápnatými dolomitmi (obr. 2). Brekcie sú pestro sfarbené (rôzne odtiene šedej farby, šedočervené, šedozelené až čierne).

Zvláštny typ predstavuje pestro sfarbený dolomit, v ktorom sa striedajú vrstvičky šedočervenej, šedozelené a svetlosivé, pričom hornina je preplnená lesklými prierezmi, pripomínajúcimi prierezy krinoidov. Ide pravdepodobne o drobné kryštálčky dolomitu (hornina nešumí s HCl). Výrazná vrstvička sivobieleho dolomitu je u tejto vzorky zborbená, čo je spôsobené pravdepodobne tektonicky. Prierezy možno pozorovať aj u dolomitických brekcií s čiernym, organickým pigmentom sfarbeným tmelom.

Strednotriasový vápnatý dolomit je presunutý cez brekcie. Hoci aj tu bola brekcia tektonicky postihnutá, nie je natoľko rozdrvená ako v dolnej časti odkryvu. Skutočnú mocnosť brekcie nemožno zistiť pre zasutenosť (presahuje 4 m).

*Komplex 2* sa líši od prvého nielen tmavošedým sfarbením, ale aj spôsobom zvetrávania. Pri ešte pomerne slabom zastúpení bridličnatých vložiek v pomere k ďalším komplexom zvetrávanie prebieha pozdĺž lavíc (o mocnosti 6 cm), čím sa stráca jednoliatosť a vytvára sa schodovitosť dolomitových lavíc, ktoré v jemnejších partiách majú ešte tabuľkovitý rozpad.

K najvýraznejším rysom *komplexu 3* patrí bohaté zastúpenie zelenošedých bridlíc, šedožlté navetrávanie dolomitových lavíc a prevaha bridlíc nad dolomitmi. Oproti komplexu 2 vidno tu skutočne bridličnatý charakter dolomitických bridlíc; u komplexu 2 to boli 0,5–1 cm mocné lavičky dolomitu. Bridlice komplexu 2 majú na navetrávaných plochách tiež šedožltú patinu. Zvetrávajú rýchlejšie ako dolomitické vložky. Napriek bridličnatému vzhľadu rozpadávajú sa na ostrohranné úlomky s lastúrnatým lomom; chýba tu ešte pravý bridličnatý rozpad. Iba miestami vidno pravý bridličnatý rozpad, dokonalý až v *komplexe 4*, hlavne u bituminóznejších bridlíc v bazálnych častiach. Bridlice sa rozpadajú až na jemné lupienky. V bazálnych častiach sa striedajú svetlejšie a tmavšie pružky — varvy. Potom nasledujú tmavošedé drobnolavicovité dolomity (hrúbka lavíc 10 cm), bez bridličnatých vložiek. Dolomity sa miestami tabuľkovite rozpadajú, čím pripomínajú komplex 2, rovnako ako bridličnatým vývojom, ktorý vyššie prechádza v lavičky (6 cm hrubé), ktoré sa striedajú s vložkami čiernych bridlíc (o hrúbke 1 cm). V stredných častiach sa znovu objavujú mocnejšie polohy bridlíc, ktoré sa pravidelne striedajú s lavicami dolomitov. Postupne sa objavujú aj bridlice zelenošedé, fialovošedé popri bituminóznych čiernych bridliciach; napriek tomu však komplex 4 má v podstate jednotvárny šedý vzhľad. Mocné lavice šedého, až tmavošedého dolomitu, pomerne kompaktného majú šedé zvetrávanie, takže možno tento

komplex nazvať aj šedý dolomitický hrubšie lavicovitý komplex (s relatívne chudobnejším zastúpením bridlíc).

*Komplex 5* je celkom odlišný; azda najbližšie mu stojí komplex 3, a to svojím bridličnatým vývojom. Má veľmi pestrofarebný vývoj bridlíc, ktorým sa najviac podobá bežnému vývoju keupra križňanskej série. Podobne ako v križňanskej sérii, nachodíme aj tu vložky dolomitov so šedožltou patinou, avšak s obráteným pomerom.

Kým v križňanskom príkrove dolomity prevládajú v najvyššej časti horizontu (Kúšik 1959), tu je na dolomity najbohatšia stredná časť (t. j. komplex 4). Hoci prechod medzi 4. a 5. komplexom je pomerne ostrý, pozorovať tu aj určité prechody. Čoraz viac sa objavujú medzi lavicami šedého dolomitu pestré bridlice (zelenošedé, fialošedé); i samotné lavice dolomitov na styku nadobúdajú zvetrávaním šedožltú patinu. Taká je aj posledná lavica komplexu 4, ktorá už nie je súvislá, ale šošovkovitá. Bridlice komplexu 5 sa však líšia od bridlíc ostatných komplexov, kde majú rozpad lastúrnatý, ostrohranný až jemne lupienkovitý; u komplexu 5 majú bridlice (okrem pestrého sfarbenia) aj tyčinkovitý rozpad. Vložky dolomitov uprostred pestrých bridlíc sú jednotvárne zelenkavošedé, celistvé (pelitomorfne); iba zriedkavo v nich nájsť čierne jemné úlomky, usporiadané vrstevnato. Môže ísť o úlomky rastlinných zvyškov.

V ďalšom uvádzam chemické zloženie karbonátovo-pelitickeho komplexu:

Vzor-ka	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	str. žih.	H <sub>2</sub> O-
1	2,96	0,03	3,05	0,45	0,03	20,57	28,31	0,04	0,28	0,06	45,51	0,20
2	1,60	0,02	2,56	0,73	0,01	21,00	29,13	0,03	0,18	0,06	46,62	0,05
3	12,82	0,20	7,10	1,51	0,03	17,36	22,74	0,02	1,46	0,09	37,85	0,09
4	2,72	0,03	2,50	1,36	0,03	20,13	28,66	0,03	0,28	0,08	45,70	0,08
5	21,60	0,28	7,85	2,30	0,05	14,80	19,03	0,02	1,88	0,06	32,14	0,33
6	3,95	0,04	3,27	0,88	0,05	19,91	28,31	0,03	0,37	0,08	44,98	0,04
7	15,84	0,23	8,00	1,47	0,02	16,66	21,00	0,05	1,85	0,12	35,07	0,01
8	6,61	0,09	3,44	1,15	0,12	19,23	26,46	0,03	0,55	0,08	42,52	0,02
9	39,10	0,47	14,01	3,61	0,07	10,25	9,98	0,03	3,02	0,03	19,06	0,39

1 — svetlošedý nazelenalý dolomit komplexu jedna; 2 — tmavošedý dolomit komplexu dva; 3 — šedá bridlica komplexu dva; 4 — zelenkavošedý dolomit komplexu tri; 5 — šedošedá dolomitická bridlica komplexu tri; 6 — sivý dolomit komplexu štyri; 7 — šedofialová bridlica komplexu štyri; 8 — dolomit so žltou patinou, komplexu päť; 9 — šedofialová bridlica komplexu päť.

Z tabuľky chemických analýz vidno, že bazálnu časť tvorí pomerne čistý dolomit. Za zmienku stojí obsah SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a K<sub>2</sub>O, ktoré predstavujú peliticke zložku, ktorá od komplexu 1 ku komplexu 5 postupne pribúda, a to na úkor karbonátovej. Napatrnú prevahu Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nad SiO<sub>2</sub> u prvých dvoch vzoriek možno pripísať voľným oxidom Al. S pribúdaním pelitickej zložky sa zvyšuje aj obsah K<sub>2</sub>O. Na základe toho možno usudzovať, že peliticke zložku tvorí ilit, u ktorého je voda v medzivrstevných priestoroch na-

hrádzaná káliom. Potvrďuje to aj údaj J. Kontu (in Andrusov, 1959), podľa ktorého flovitú zložku karpatského keupra tvorí hlavne ilit.

Z geologického hľadiska sú skúmané dolomity zaujímavé ako primárne vyzrážané produkty. Poukazuje na to chýbanie fauny, ako aj výrazná vrstevnatosť, ktorá obyčajne chýba u strednotriasových diagenetických dolomitov.

V ďalšom pripájam spektrálne analýzy opisovaných dolomitov a dolomitických bridlíc:

Vzorka	100 - 1 %	1 - 0,1 %	0,1 - 0,001 %	stopy
1	Ca, Mg	Al, Si	Sr, Mn, Ti, Fe	Cr, Cu, Pb
2	Ca, Mg	Al, Si	Sr, Mn, Fe	Cr, Ti, Cu, Pb
3	Ca, Mg, Al, Si	Ti, Fe	Cr, Sr, Mn	Co, Cu, Zn, V, Pb, Be
4	Ca, Mg	Al, Si	Sr, Mn, Ti, Fe	Cr, Cu, Ba
5	Ca, Mg, Si, Al	Ti, Fe	Cr, Sr, Mn	Co, Cu, Zn, V, Pb
6	Ca, Mg, Al	Si, Fe	Sr, Mn, Ti	Cr, Cu, Pb, Ba
7	Ca, Mg, Si, Al, Fe	Ti	Cr, Sr, Mn, Pb	Co, Cu, Zn, V, Ba
8	Ca, Mg, Al	Fe, Si	Sr, Mn (?), Ti	Cr, Cu, Pb
9	Ca, Mg, Si, Al, Fe	Mn, Ti	Cr, Sr, Co, V	Zn, Cu, Pb, Sn

Treba ešte dodať, že u vzorky 3, 5, 7, 9 sa vyskytuje kálium. Označenie vzoriek ako pri chemických analýzach.

Zo spektrálnych analýz vidno, že v dolomitických bridliciach je bohatšie zastúpenie prvkov, ako v doprevádzajúcich dolomitoch. Zaujímavé je, že zinok sa objavuje len u bridlíc, podobne ako vanád. U primárnych dolomitov a dolomitických bridlíc sa vyskytuje Cu a Pb obyčajne v stopových množstvách.

Záverom možno zhrnúť, že v masíve Javorinskej Širokej, pod Zámkami (žlab Spišská Michalová) v mohutnom odkryve, ktorý rozdeľujem na päť komplexov, dolomity stredného triasu prechádzajú pozvoľne do dolomitov a dolomitických bridlíc vrchného triasu, zastúpeného karnom a nórom.

#### Literatúra

- [1] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. Vyd. SAV Bratislava. — [2] Kottaňski Z., 1959: Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. Acta geologica polonica IX/2, Warszawa. — [3] Kúšik R., 1959: Litológia sedimentárnych sérií územia Oravíc. Geolog. sborník X/1, Bratislava.

Rudolf Kúšik

### Metakryštály dolomitu ako jeden z rozlišovacích znakov pri určovaní sukcesie vzniku minerálov

Pri štúdiu karbonátových hornín sa často stretávame s metakryštálmi dolomitu v základnej kalcitovej hmote (tab. XIV, obr. 1). Bez skúmania iných znakov sa zdá, že vznikli počas procesov, pri ktorých základná vápencová hmota



bola zatláčaná vznikajúcimi dolomitovými zrnkami. Vedie nás k tomu aj skutočnosť, že prvým produktom pri sedimentácii v morskej panve býva vápnité bahno, ktoré až neskoršie v procese diagenézy podlieha procesom metasomatózy, ku ktorým patrí aj dolomitizácia. Ide tu teda o postupnosť kryštalizácie: kalcit — dolomit. Podporuje ju aj fakt, že i v úplne dolomitizovaných vápencoch nachádzame neúplne zatlačené organické zvyšky. Metakryštály dolomitu nezriedka majú kostrovitý vývoj, ktorý rovnako ako uzavreniny neúplne zatlačeného kalcitu v metakryštáloch dolomitu svedčia o tom, že vápenec bol zatláčaný dolomitom. Podobné kritériá som použil aj pri štúdiu postupnosti vzniku minerálov na polymetalickom Pb—Zn—Cu ložisku Drienok pri Banskej Bystrici, ležiacom v strednotriasových dolomitoch (Bystrický 1964).

Na základe týchto i ďalších v literatúre uvádzaných kritérií (Bernard 1963; Borodin 1963; Genkin 1963; Kutina 1963; Hak 1965; Atanasov 1965) určil som nasledujúcu postupnosť tvorenia minerálov:

*Dolomit I. generácie* tvorí obyčajne zrná okolo 0,8 mm veľké, riedko roztrúsené v základnej hmote dolomitu II. a III. generácie. Ide tu asi o úlomky organických zvyškov, vypĺňané monokryštálom dolomitu. Niekedy ide o priechne rezy krinoidovými článkami, keď na mieste pôvodného centrálného kanáliku je vyvinutý klenc dolomitu. Zrná dolomitu sú niekedy lemované stylolitickými puklinkami, ktoré sa v okolitej hmote dolomitu II. a III. generácie strácajú. Aj puklinky, pretínajúce zrná dolomitu I. generácie, sa mimo hraníc zrna strácajú v dôsledku vyhladenia dolomitom II. a III. generácie. Prítomnosť pukliniek v zrnách dolomitu I. generácie svedčí o tom, že dolomit I. generácie je starší. Dolomit II. generácie vznikol zrejme v pevnej hornine, v ktorej už predtým existovali pukliny.

*Dolomit II. generácie* vytvára granoblastické štruktúry s hypidiomorfným až alotriomorfným obmedzením. Na styku s dolomitom I. generácie vytvára idiomorfne obmedzené klence, ktoré prenikajú aj do dolomitizovaných krinoidových článkov. Niekedy pomerne oválne zrno dolomitu I. generácie, pôvodne zatlačené monokryštálom dolomitu (súdiac podľa iných zrn) podľahlo ďalšej premene, pričom nedošlo k zmene minerálnych fáz, ale len veľkosti jedincov. „Valúnik“ potom tvorí dolomit II. generácie, čo pripomína silicifikované (pôvodne karbonátové) oolity. Treba podotknúť, že tento dolomit sa vyskytuje len vo „valúniku“; jeho bezprostredné okolie tvorí dolomit III. generácie. Rozšírenie dolomitu II. generácie sa zdá byť niekedy viazané na puklinky stylolitického charakteru; na jednej strane puklinky totiž ostáva starý materiál (kryptokryštalický karbonát), na druhej strane puklinky preniká dolomit základnou hmotou a zatláča ju. Vzniká tak granoblastická štruktúra, typická pre dolomit II. generácie.

*Dolomit III. generácie* sa vyznačuje veľkosťou zrna medzi 0,008—0,05 mm; tým sa dosť výrazne líši od dolomitu II. generácie. Pri „zatláčaní“ posledného

dolomit III. generácie preniká po styku zŕn a vytvára na ich styku idiomorfne obmedzené klence, vnikajúce do dolomitu II. generácie nepravidelne. Smery postupu sú vyznačené maličkými zrníčkami dolomitu III. generácie, ktoré sa vyskytujú najviac v okrajových častiach, kým stredná časť zrna je ešte nepostihnutá. „Zatláčanie“ dolomitu II. generácie ide niekedy až tak ďaleko, že v dolomite III. generácie sa nachodia už len zhluky, alebo len jednotlivé zrná. Hoci obidva typy majú granoblastickú štruktúru, u dolomitu III. generácie býva niekedy prítomný karbonátový tmel medzi zrnami, mladší ako dolomity a viazaný na tektonické puklinky. Dolomit III. generácie prejavuje často späťtosť s puklinkami, po ktorých prenikali nečistoty vo forme bituminóznej zložky a limonitu, prípadne aj pyrit. Preto je dolomit III. generácie najviac znečistený uvedenými zložkami, ktoré prenikajú obyčajne po styku jednotlivých zŕn; tým nadobúda hornina šedé až tmavošedé sfarbenie.

Jedným z kritérií pre rozlíšenie jednotlivých generácií dolomitu je veľkosť zrna, podmienená rôznymi fyzikálnymi a chemickými podmienkami, z ktorých najmä tlak mohol byť rozhodujúci pri type zrnitosti. V našom prípade tieto procesy mohli prebiehať na hranici rekryštalizácie a metasomatózy. Prenikanie klencov dolomitu II do dolomitu I (krinoidové články) sa dialo pod určitým tlakom, pričom dochádzalo k cirkulácii roztokov a súčasne k rozpúšťaniu už existujúcich generácií.

Rekryštalizáciou vzniknuté štruktúry možno podľa toho pokladať za samostatné generácie. Takou je napr. *IV. generácia dolomitu*, u ktorej pozorovať prejavy začínajúcej rekryštalizácie. Prejavuje sa obyčajne objavovaním sa nevýrazne obmedzených zŕn o priemere 0,007 mm, ktoré samy o sebe nejavia ešte zhodnú optickú orientáciu na celej ploche zrna. Na obvode zrna je síce už vytlačená nečistota (organický pigment + limonit), ale vo vnútri obruby pozorovať defekty v orientovanej stavbe, pripomínajúce niekedy jemnovláknité agregáty, charakteristické undulóznym zhášaním. Dost často pozorovať na obvode týchto zrníček prírastkové obruby, zvýrazňované organickým pigmentom. V takýchto obrubách sú často dve, alebo aj viaceré zárodočné centrá, ale už so zhodnou optickou orientáciou, kým zbytok zapríčiňuje už spomínané undulózne zhášanie. Priebeh rekryštalizácie pripomína zbernú kryštalizáciu u vyvrelých hornín. Spôsob koexistencie dolomitu IV. generácie s minerálmi oxydačnej zóny, resp. vytlačanie organického pigmentu, limonitu a pod. naznačujú celkom mladý pôvod opisovaného procesu.

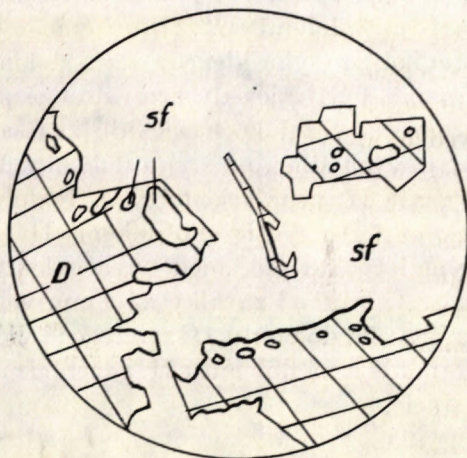
*Dolomit kryptokryštalický* je na ložisku tiež značne rozšírený. Zatiaľ sme nezistili žiadne znaky, ktoré by umožňovali jeho začlenenie vzhľadom k vymedzeným štyrom skupinám. Charakter jeho vystupovania a vzťah k zrudňovacím procesom naznačujú, že mohol vzniknúť ešte pred I. generáciou dolomitu hrubokryštalického.

Napokon sa zmienim ešte o *vztahu jednotlivých generácií dolomitu k zrudňo-*

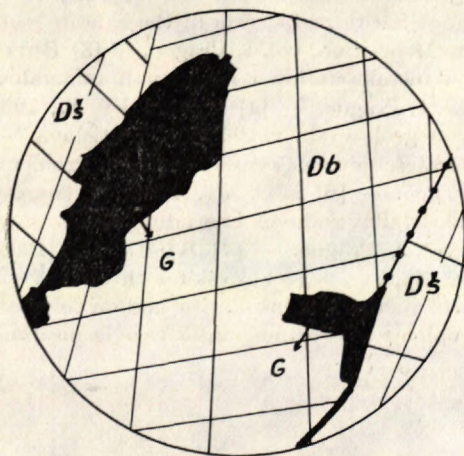
*vacím procesom.* Na ložisku rozlišujeme dva typy zrudnenia: metasomatické a žilné. V prípade metasomatického zrudnenia ide o rudné zrníčka, 0,06—1,3 mm veľké, rozptýlené v základnej dolomitovej hmote bez nejakých zákonitostí. Toto zrudnenie spadá medzi I. a II. generáciu dolomitov. Galenit na styku s dolomitom I. generácie niekedy preniká do neho v podobe jemných žiliek (obr. 1), (inokedy spolu so sfaleritom). Na druhej strane dolomit II. a III. generácie preniká do galenitu vo forme idiomorfne obmedzených klencov.



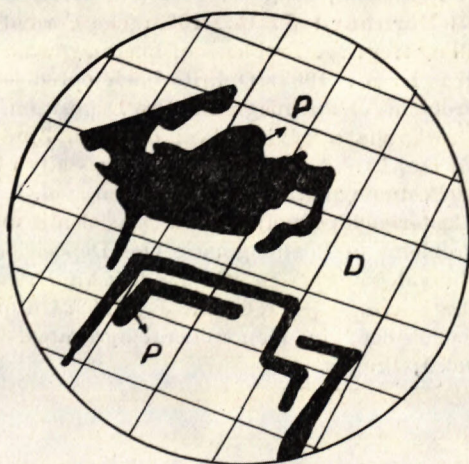
Obr. 1. Zatláčanie hrubokryštalického dolomitu galenitom I, zväčš. 130 ×.



Obr. 2. Lalokovité zatláčanie sfaleritu I dolomitom II a III, zväčš. 320 ×.



Obr. 3. Výplň pukliny starším galenitom a mladším bielym dolomitom; Dš — šedý dolomit, Db — biely dolomit; zväčš. 189 ×.



Obr. 4. Pyrit II na styku s dolomitovými zrnkami, zväčš. 320 ×.

V metakryštáloch dolomitu sa zvyčajne nachádzajú reliktý galenitu, ktoré sú obyčajne zonálne usporiadané vzhľadom ku klencovému obmedzeniu metakryštálu (tab. XIV, obr. 3). Niekedy rudná zložka nachádza sa v centre kryštálu; zriedkavejšie dolomit ju zatláča lalokovite, pričom sa jej reliktý nachodia uprostred dolomitu (obr. 2).

Žilný typ zrudnenia je spravidla doprevádzaný bielym dolomitom, ktorý je mladší. Rudná zložka totiž tvorí okraje žíliet, biely dolomit strednú časť (obr. 3) a zatláča (metakryštály) rudné minerály. Mladší ako žilné zrudnenie je dolomit III. a IV. generácie. Napr. sfalerit na puklinke býva z väčšej časti zatláčaný dolomitom III. generácie, podobne ako pyrit II. generácie, ktorý preniká po styku klencov a zrn dolomitu II. generácie, alebo žilkami naprieč zrnami. Pyrit niekedy tvorí drobné zrníčka (o priemere 0,01 mm), ktoré sa hromadia v zhlukoch, sledujú zväčša styk dolomitových zrn. Vystupovanie pyritových žíliet na styku dolomitu II. a III. generácie svedčí o tom, že ide o pyrit II. generácie (obr. 4). Podobné postavenie majú aj jemné puklinky (okolo 5  $\mu$ ) mladšie ako dolomit II. generácie, lebo prerážajú jeho zrná. Vo výplni týchto pukliniek býva galenit. Mladší ako dolomit III. generácie je galenit, tvoriaci závalky až 3 mm veľké. Žilky galenitu III. generácie prerážajú zrná dolomitu III. generácie. Podobné postavenie má aj tenantit, ktorý koroduje zrná dolomitu II. generácie a preniká po styku zrn dolomitu III. generácie.

#### Literatúra

- [1] Atanasov A. N., 1965: Metakristally iz nekotorych magmatogennyh rudnyh mestoroždenij Bolgarii. Problems of Postmagmatic Ore Deposition vol. 2, Prague. — [2] Bernhard J. H., 1963: The Formation of barite metacrysts in the siderite vein filling from ... Problems of Postmagmatic Ore Deposition, vol. 1, Prague. — [3] Borodin L. S., 1963: O kriterijach opredelenija metakristallov i nerudnyh mineralov. Problems of Postmagmatic Ore Deposition, vol. 1, Prague. — [4] Bystrický J., 1964: Stratigrafia a vývin triasu Drienku. Zprávy o geol. výsk. r. 1963—2, Bratislava. — [5] Genkin A. D., 1963: Metakristally i izbirateľnoje zameščenije v rudach. Problems of Postmagmatic Ore Deposition, vol. 1, Prague. — [6] Hak J., 1965: K voprosu o kriterijach pozvoljajuščich opredelenije metakristallov rudnyh i nerudnyh mineralov. Problems of Postmagmatic Ore Deposition, vol. 2, Prague. — [7] Kušík R., 1964: Mineralógia Pb—Zn rúd na ložisku Drienok. Zprávy o geol. výskumoch r. 1963—2, Bratislava. — [8] Kutina J., 1963: On quartz metacrysts in siderite and on selective replacement in monomineral aggregates. Problems of Postmagmatic Ore Deposition, vol. 1, Prague.

## Vorkommen der Rhaet—Gesteine inmitten der liassischen Kalk—Dolomitbrekzien der tatriden Hüllenserie in den Kleinen Karpaten

In der bisherigen Literatur (D. Štúr 1860; Schaffer 1899; Koutek—Zoubek 1936; Andrusov 1938; Mahel 1959) hat man die Kalksteine, Dolomite bzw. die Dolomit-Karbonatbrekzien, die die unmittelbare Hülle des kleinkarpatischen Kristallinkernes bilden, stratigraphisch verschiedenweise betrachtet (Trias-Lias). In der letzten Zeit stellt D. Andrusov (1959) die Kalk-Dolomitbrekzien der Devín-Klippe zum Lias.

Die eigentliche Klippe ist durch dunkelgraue Dolomitkalke, graue Dolomite und Dolomit-Kalkbrekzien gebaut. Die letzteren kommen hauptsächlich an der Nordseite der Burgklippe vor; auf den angewitterten Flächen trifft man ziemlich häufig Belemnitenquerschnitte, vereinzelt auch Ammonite. Inmitten dieser Brekzien befinden sich bis 0,5 m grosse Blöcke grauer bis bräunlicher feinen Lumachellenkalke, in welchen folgende Makrofauna festgestellt wurde: *Leda* sp., *Rhaetavicula contorta* (Portl.), *Chlamys valoniensis* (Defr.), *Chlamys trigeri* (Oppel), *Placunopsis alpina* (Winkl.), *Myophoria* cf. *emmrichi* (Winkl.), *Cardita cloacina* (Quenst.), *Isocyprina* (?) *ewaldi* (Born.) und *Protocardia rhaetica* (Mér.). Diese artenreiche Assoziation trägt einen ausgeprochenen Rhaet-Charakter; es befindet sich darunter auch das rhaetische Leitfossil *Rhaetavicula contorta* (Portl.).

Durch diese Vorkommen ist die Anwesenheit des Rhaet auch in der tatriden Hülle des kleinkarpatischen Kristallinkernes belegt. Nach dem Gebirge Strážovská hornatina ist somit vorläufig das zweite Vorkommen des marinen Rhaet in den tatriden Hüllen der westkarpatischen Kerngebirge festgestellt worden. Mit ihrer Zusammensetzung ist die Bivalvienfauna jener aus der Križna- und Chočedce ähnlich; der Unterschied besteht nur darin, dass die Exemplare in den Kleinen Karpaten nur sehr kleine Dimensionen erreichen, als ob sie infolge der ungünstigen Lebensbedingungen verkrüppelt wären.

In der Grundmasse der Dolomit-Kalkbrekzien und im anderen brekziösen Material finden wir eine ganz abweichende Makrofaunenassoziation. Die häufigen Belemnite und schlecht erhaltenen Ammonite der Arietites-Gruppe deuten auf das Lias-Alter der Gesteine hin.

Mikroskopisch handelt es sich bei den Rhaet-Gesteinen um Biosparrudit mit häufigen Molluskenfragmenten, bzw. um Biosparit bis Biomikrit, die auch Mikroorganismen und Oosparite, vereinzelt auch *Semiinvoluta* aff. *clari*

Kristan—Tollmann enthalten. Von Mikroorganismen wurden *Ostracoda* div. sp., Schwammigeln und Foraminiferen, vertreten durch *Nodosaria armeniensis* Efimova, *Seminvoluta clari* Kristan—Tollmann, *Paalzowella* sp. und *Lenticulina* div. sp., identifiziert.

Die Bindemasse zwischen den Brekzien und dem zum Lias gehörenden Nebengestein ist durch spiculitischen Biomikrit mit monaxonen, tetraxonen und Hexactinelliden-Schwammigeln und calcifizierten Rhaxen gebildet. Neben Ostracoden und Schwammigeln kommen noch Echinodermenglieder, Crinoiden, Seeigeln, Spiculen der Holoturien, Pelecypodenbruchstücke, winzige Gastropoden und sehr selten auch Ammonite vor. Von den häufig auftretenden Foraminiferen ist *Involutina liassica* (Jones) die wichtigste. Ausserdem wurde auch *Lenticulina* (*Lenticulina*) div. sp., *Lenticulina* (*Astacolus*) div. sp., *Nodosaria* sp., *Lingulina* sp., *Arenovidalina* sp., *Valvulina* sp. und *Textularia* sp. gefunden.

Die rhaetischen und älteren Triasgesteine in den Brekzien dürfen aus dem primären Sedimentationsraume in der unmittelbaren Umgebung stammen. Dafür spricht auch die sehr mangelhafte Abrundung der Brekzien, die von einem nur kurzen Transport der Brekzien zeugt. Die Rhaet-Gesteinsbruchstücke dürften nach ihrer Ablagerung weiter abgetragen und entlang einer der zahlreichen Bruchlinien, die in dieser Umgebung bekannt sind, resedimentiert werden. Die grösseren Gesteinskörper konnten in den damaligen Lias-Binnensee im Rutschwege gelangen.

#### Schrifttum

- [1] Andrusov D., 1938: Geológia Slovenska. Praha. — [2] Andrusov D., 1959: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten. VSAV, Bratislava. — [3] Koutek J. — Zoubek V., 1936: Vysvětlivky ke geol. mapě list Bratislava 4758. Knih. St. geol. úst. 18, Praha. — [4] Maheľ M., 1959: Stratigrafické problémy obalovej série Malých Karpát. Geologické práce, Zprávy 15, Bratislava. — [5] Schaffer F. X., 1899: Fauna der Dachschiefer von Mariathal. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 49, Wien. — [6] Štúr D., 1860: Bericht über die geol. Übersichtsaufnahme d. Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 11, Wien.

---

#### GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 43

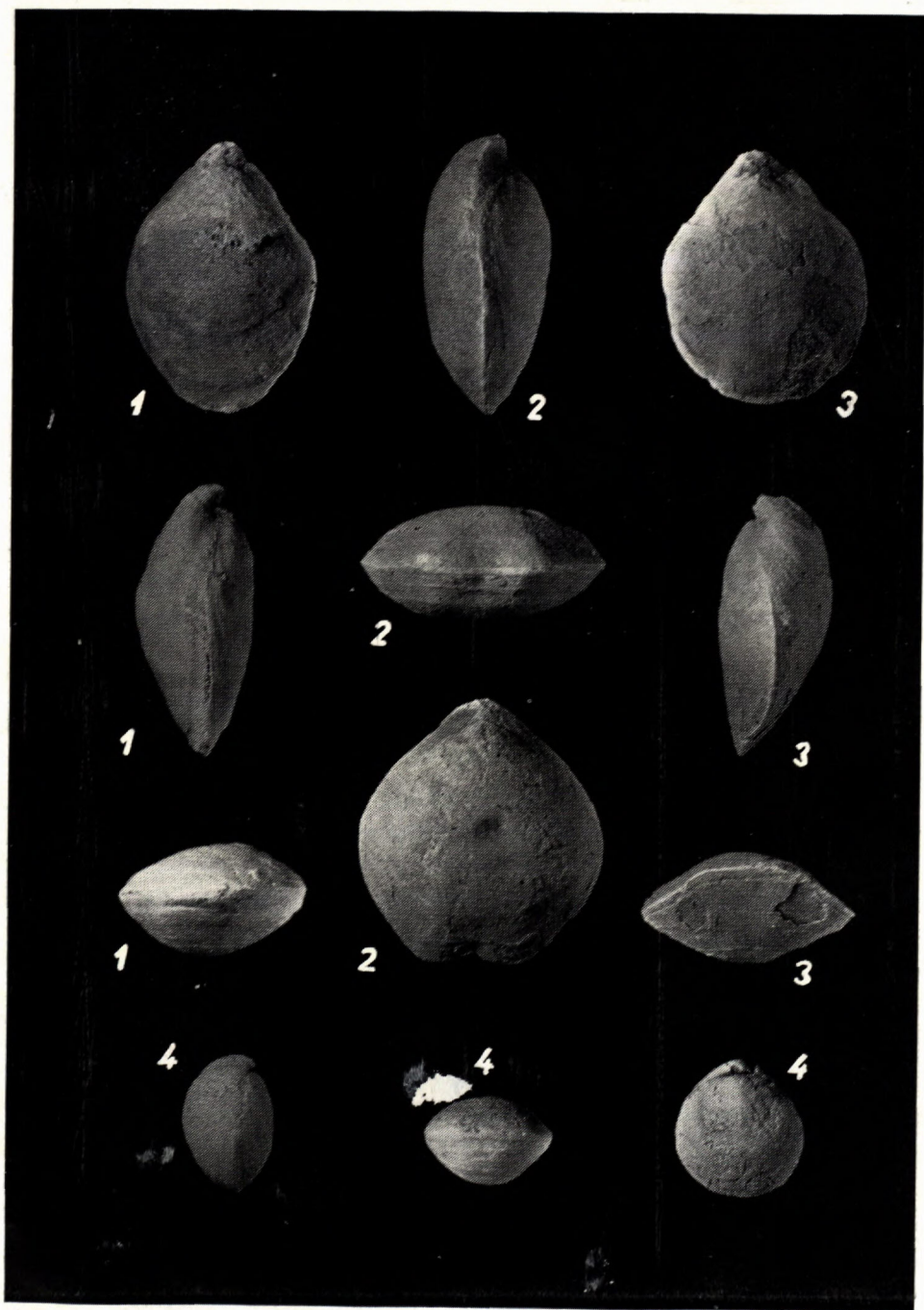
Vydal Geologický ústav D. Štúra v Bratislave  
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1967

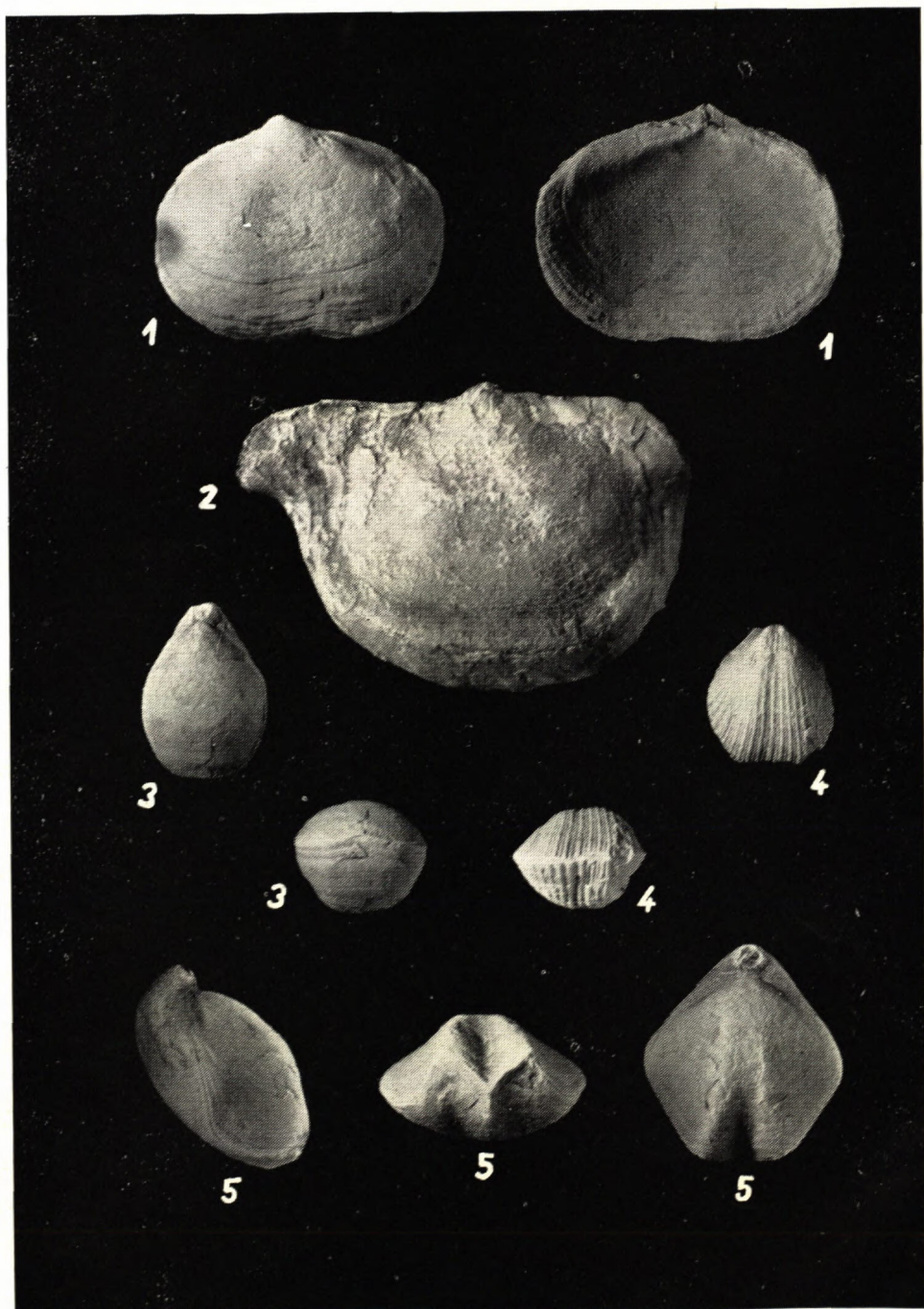
Vedecký redaktor: dr. Ondrej Samuel, CSc.

Pov. 1268/66-VO. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave písmom  
garmond Extendet. 17,42 AH, 17,85 VH. K—22\*71589

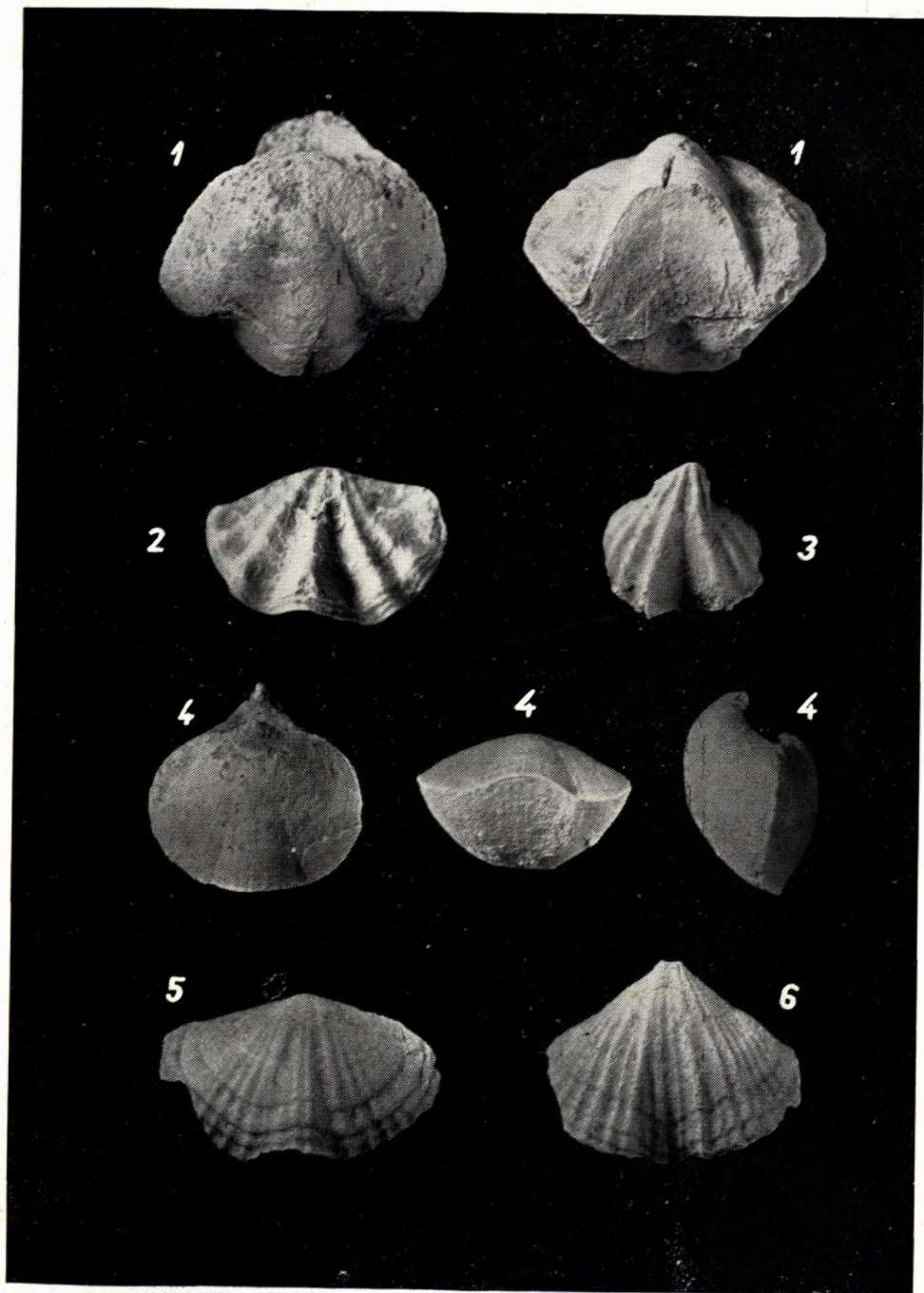
Tem. skupina 03/9

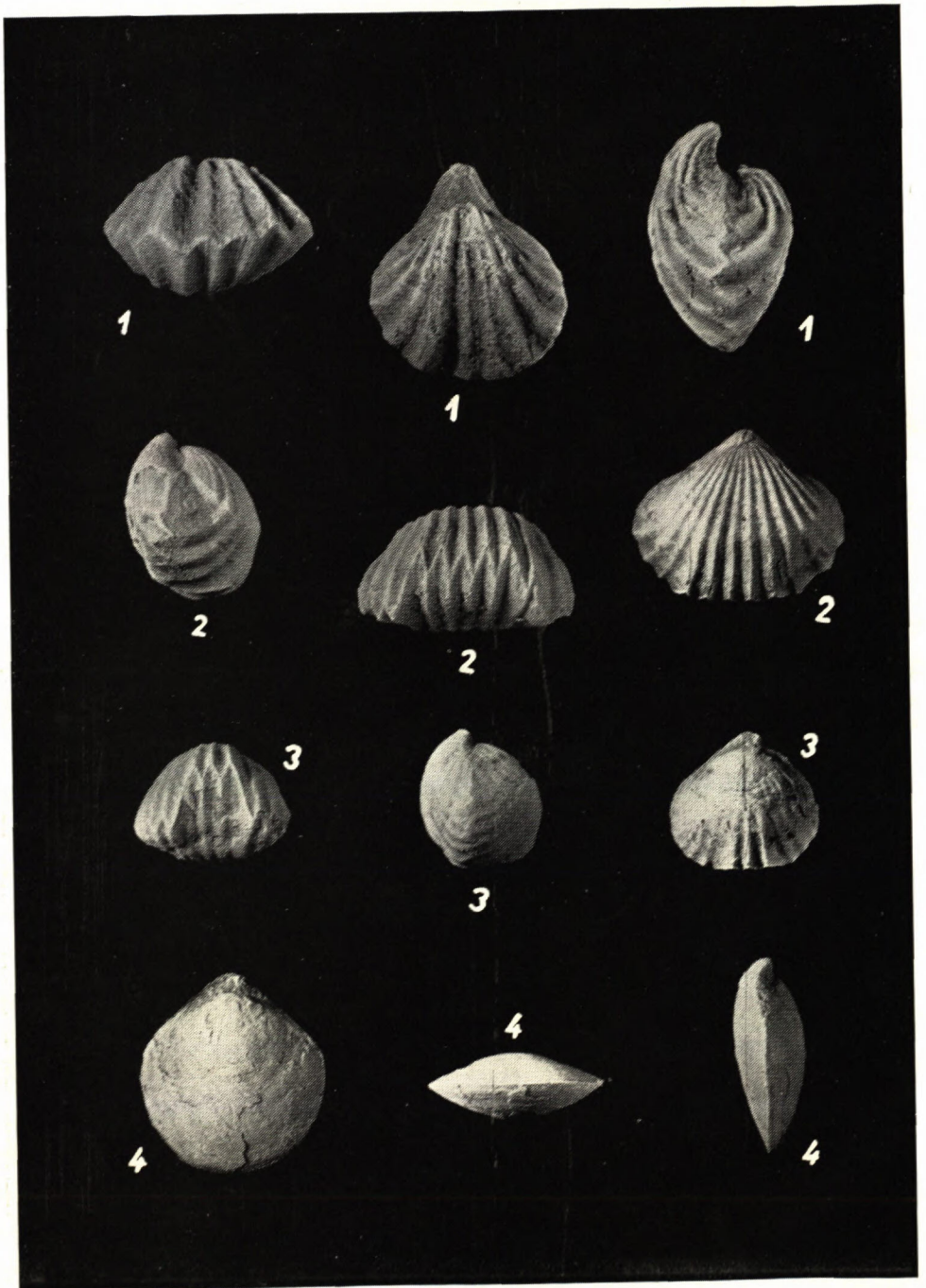
Brož. Kčs 20,—











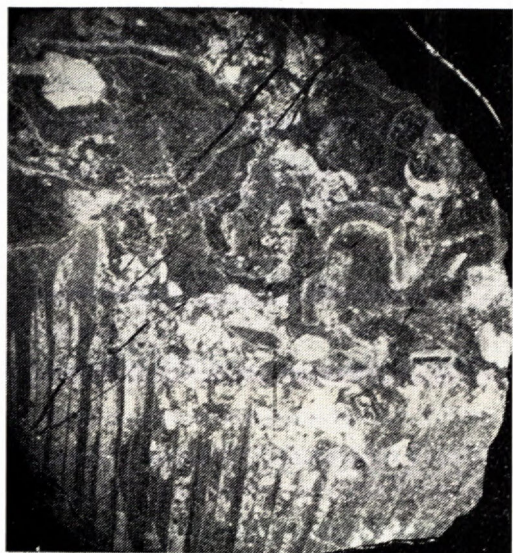


Abb. 1.



Abb. 2.



Abb. 3.



Abb. 4.

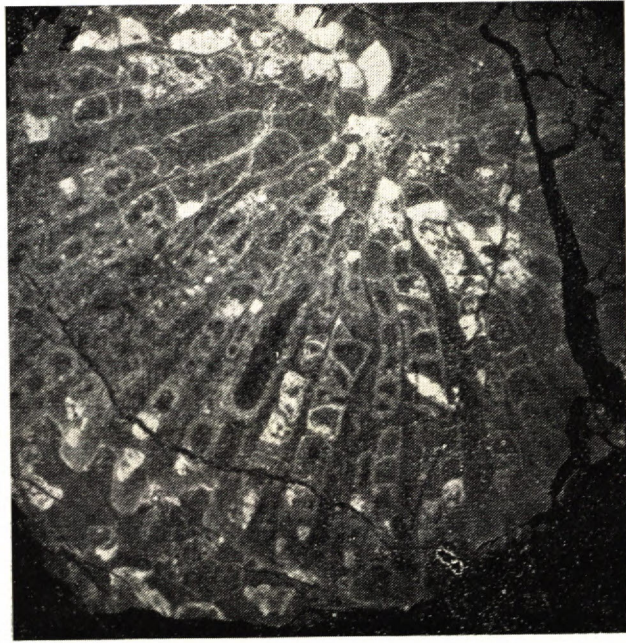


Abb. 1.



Abb. 2.



Abb. 3.



Abb. 1.



Abb. 2.



Abb. 3.

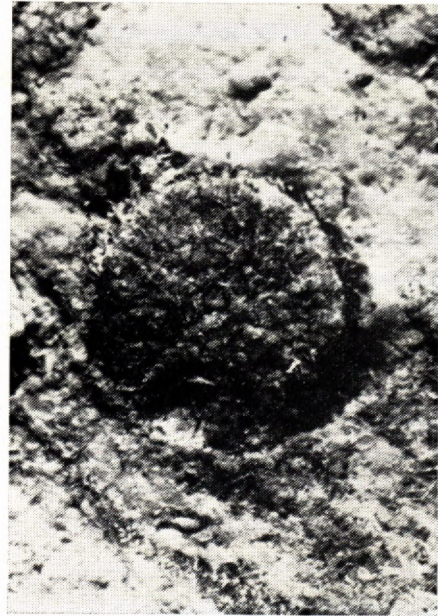
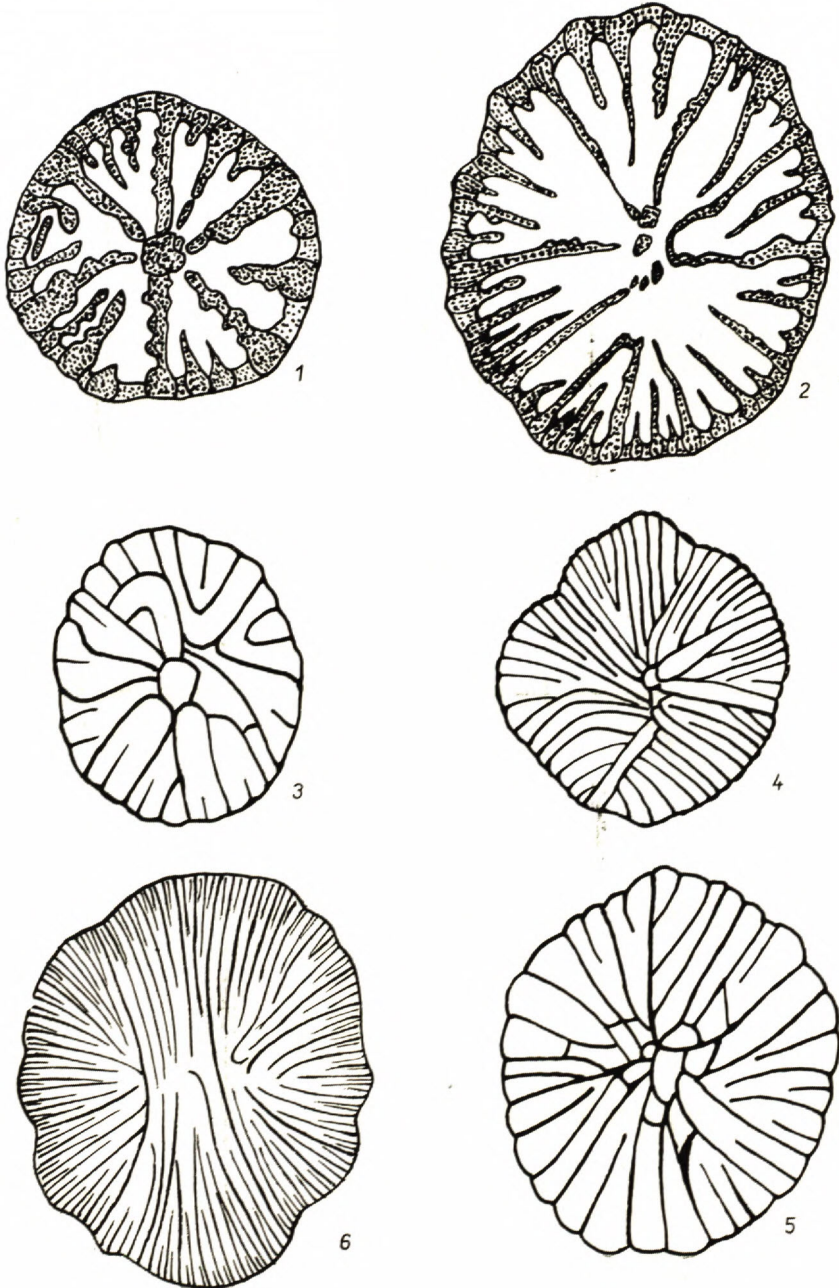
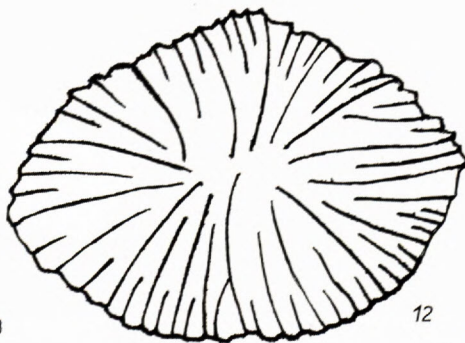
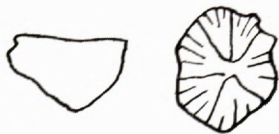
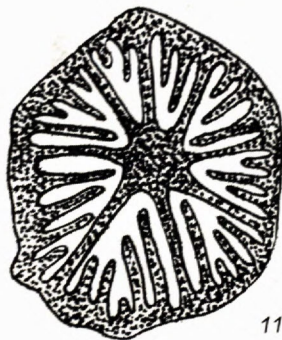
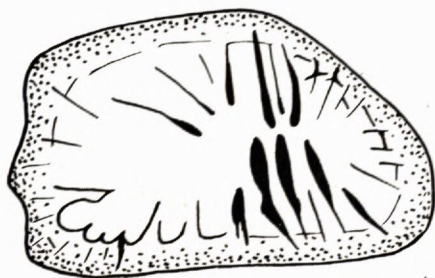
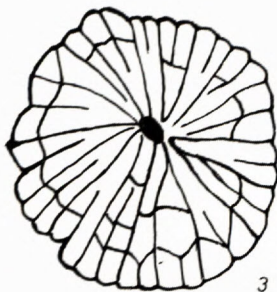
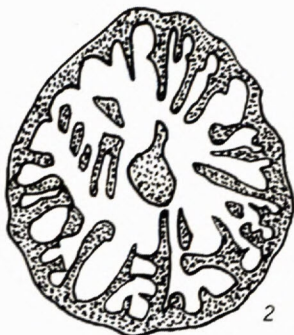
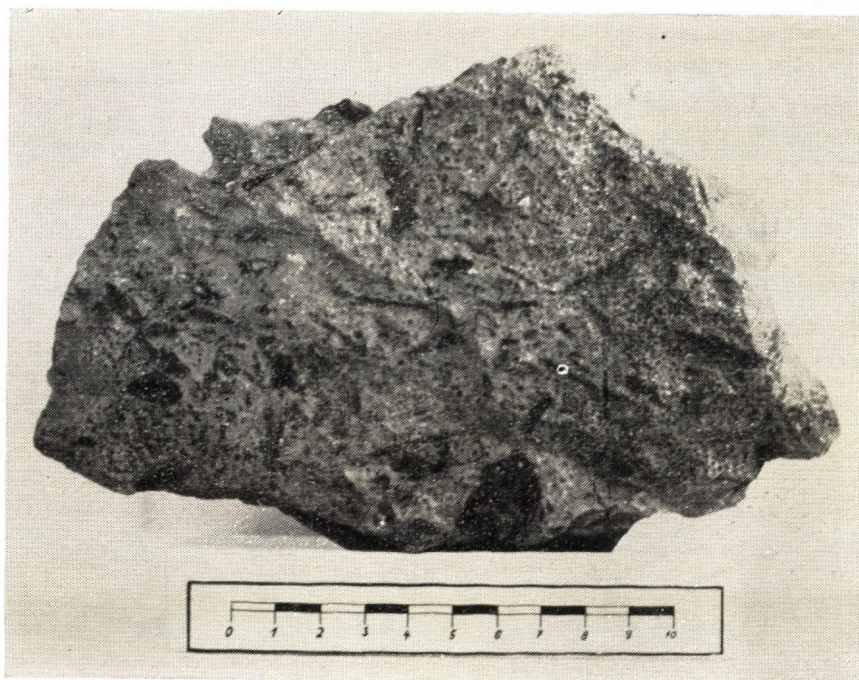


Abb. 4.







Obr. 1.



Obr. 2.

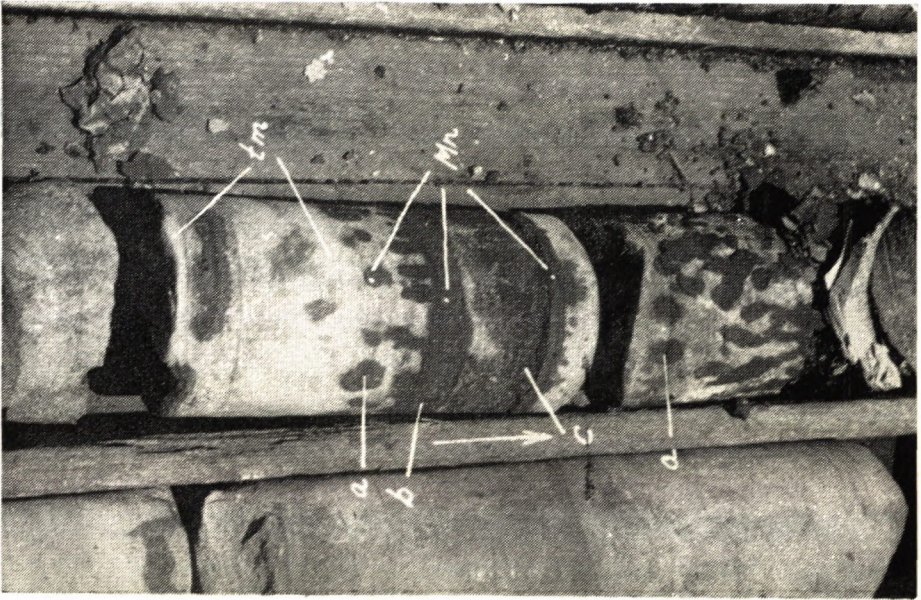




Obr. 1.



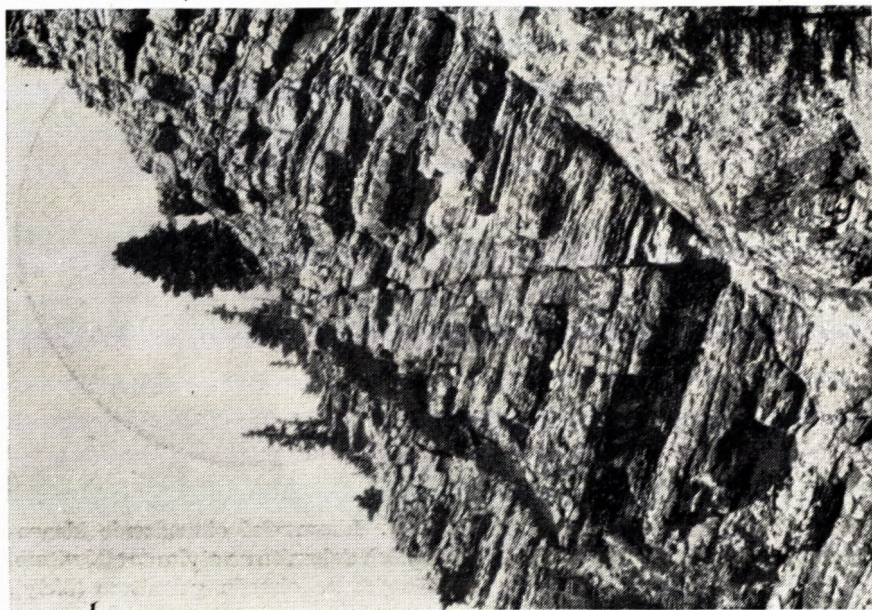
Obr. 2.



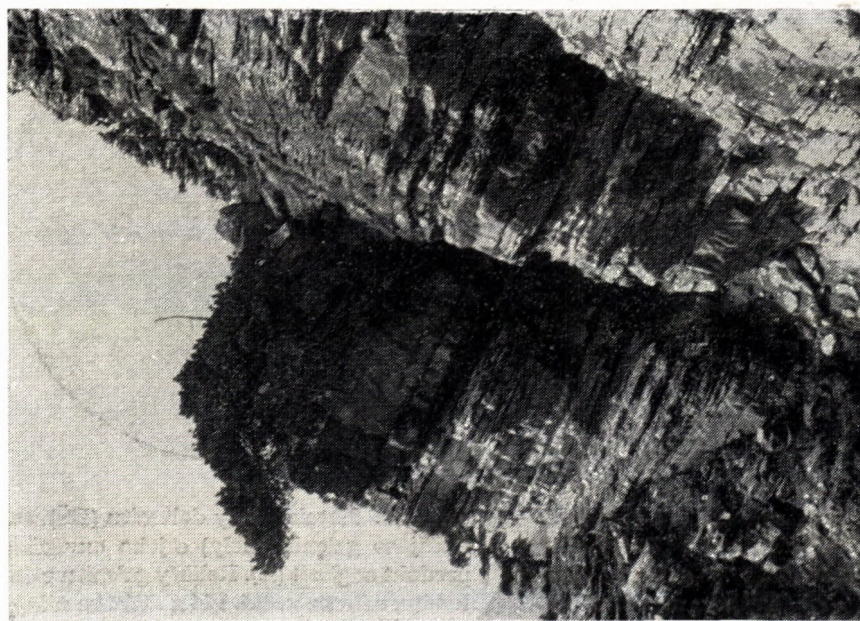
Obr. 1.



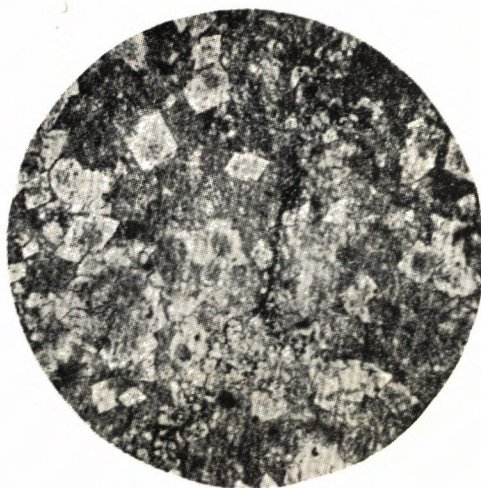
Obr. 2.



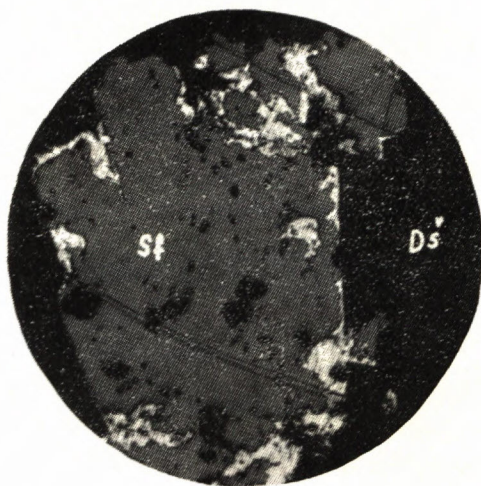
Obr. 2. Komplex 4 karbonátového keupra pod Zámkami.  
Foto: Kušík.



Obr. 1. Časť karbonátového keupra pod Zámkami (Javorinská široká). Foto: Kušík.



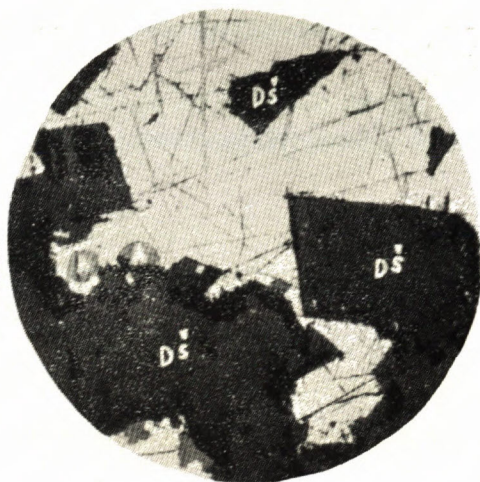
Obr. 1. Metakryštály dolomitu v kalcitovej zákl. hmote; Drienok, výbrus zväčš. 36×.



Obr. 2. Idiomorfne obmedzenie klencových plôch dolomitu na styku so sfaleritom, zatláčaným na obvode galenitom (biely); nábrus, zväčš. 174×.



Obr. 3. Metakryštály dolomitu (Dš — šedý), zatláčajúceho galenit (biely). Zonálne usporiadané relikty galenitu v dolomite; A — anglezit. Nábrus, zväčš. 116×.



Obr. 4. Metakryštály dolomitu (Dš), zatláčajúce galenit (biely) a jeho oxidačný produkt anglezit (A). Relikty galenitu v dolomite, nábrus; zväčš. 174×. Všetko nikoly paralelné, foto Mastihuba.

