8160/
(5)
J

# GEOLOGICKÉ PRÁCE

## SPRÁVY 63

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1975

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Edita Brestenská, prof. RNDr. Bohuslav Cambel, DrSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparík, CSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., prof. RNDr. Michal Maheľ, DrSc., RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. (predseda redakčnej rady), †Ing. Ján Slávik, CSc., RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc.

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.




© Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1975

OBSAH — CONTENTS — INHALT

Za Ing. J. Slávikom . . . . . 9
Zd. Roth šesťdesiatročný . . . . . 19
Bujnovský, A. — Kochanová, M. — Pevný, J.: Korytnica Limestones a new litho-stratigraphical unit and its fauna . . . . . 21
Kochanová, M. — Mello, J. — Siblík, M.: Fosílie wettersteinských vápencov Slovenského krasu (lokalita Silička) — Fossilien aus dem Wettersteinkalke des Slowakischen Karstes (Lokalität Silička) . . . . . 55
Bujnovský, A.: Jura krížňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier . . . . . 67
Polák, M.: Poznámky k tektonickej stavbe horskej skupiny Veľkého Rozsutca Malej Fatry . . . . . 85
Biely, A. — Planderová, E.: O triasovom veku vápencov obalovej série veporíd (oblasť Struženíka) . . . . . 91
Klinec, A. — Planderová, E. — Miko, O.: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd — On the Old-Paleozoic age of the Hron complex in Veporides . . . . . 95
Marschalko, R. — Samuel, O.: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada Mládeže) — Sedimentology and stratigraphy of coarse-clastic flysch near Nosice (the dam Priehrada Mládeže) . . . . . 105
Samuel, O.: Menilitové bridlice v myjavskom vývine — The Menilite shales in the Myjava facies . . . . . 115
Vass, D. — Slávik, J.: The radiometric calibration of Paratethys Neogene — Rádiometrické kalibrovanie paratetýdneho neogénu . . . . . 131
Odin, G. S. — Hunziker, J. C.: Donées nouvelles sur age numerique glauconies oligo-miocenes de la Paratethys (méthode K-Ar) — Nové údaje o numerických vekoch oligo-miocénnych glaukonitov z Paratetýdy . . . . . 141
Karolusová, E.: Korelácia tufitických sedimentov Zvolenskej kotliny a vulkanitov Kremnického pohoria — Korrelationsstudium der tuffitischen Sedimente des Zvolen-Beckens auf Grund der Bohrung P-2 bei Sielnica . . . . . 149
Žůrková, I.: Těžké minerály v ciężkowickém pískovci godulského paleogénu slezské jednotky . . . . . 159
Karolus, K. — Miko, O.: Kryštalinikum, v podloží neovulkanitov Pohronského Inovca pri Novej Bani . . . . . 165
Zaridze, G. M.: The Manifestation of Metasomatic Processes in the Development of the Geosynclinal Cycle . . . . . 173
Franko, O.: Rozdelenie a klasifikácia hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd — Division and classofication of hydrogeological structures of mineral waters . . . . . 179

28

Marušiak, I. — Lizoň, I.: Výsledky geotermického výskumu v československej časti Viedenskej panvy — The results of geothermic research in the Czechoslovak part of the Vienna Basin . . . . . 191
Správy a diskusia
Biely, A.: Poznámka k termínu „pripieninský lineament“ . . . . . 205
Rakús, M.: Pestrá vrchná krieda „couches rouges“ v manínskom príkrove . . 211
Began, A. — Samuel, O.: K interpretácii strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma Oravy — Interpretation of Upper and Middle Cretaceous of Klippen belt in Orava . . . . . 215
Polák, M.: Kremitý fleckenmergel obalovej série Malej Fatry . . . . . 221
Vozár, J.: Diskusia o zastúpení karbónu a permu chočského príkrovu v pohorí Považský Inovec . . . . . 227
Bujnovský, A.: Polygenetické horniny nad hauptdolomitom chočského príkrovu sv. časti Veľkej Fatry . . . . . 231
Štohl, J. — Jassingerová, E.: Ako predkladať „Plate Tectonics“ . . . . . 233
Hanzel, V.: III. juhoslovanské simpózium o hydrogeológii a inžinierskej geológii v dňoch 22—26. 4. 1974 . . . . . 235
Kochanová, M. — Kollárová-Andrusovová V.: Bemerkungen zur Lokalität „Bleskový prameň bei Drnava“ im Slowakischen Karst . . . . . 237
Fotografická príloha . . . . . 241



**Ing. JÁN SLÁVIK, DrSc.**

**25. I. 1932 — 16. XII. 1974**

## List mame

*Každému dal som, čo mu patrí*
*mamička. Nešianal som síl*
*Jedine tebe najmilšia*
*som svoj dlh zatiaľ nasplatil.*
*Keď v bielej nemocničnej cele*
*mi prišlo robiť bilanciu*
*žiaľ ako päsť mi zviera šiju*
*že tebe dlh som nesplatil.*
*Kamenné mestá, cudzie svety*
*drzo jak zlodej kradnú deti*
*a mne kamene počarili.*
*Ty ani nevieš, tak som žil.*
*Mamička, bol to divý štýl*
*žiť život ako meteór*
*túlať sa stále prostred hôr*
*v srdci vždy s archou: rodná hlina*
*záhradka, studňa, georgína*
*rodný dom čo sa nahrbil*
*volal kde bratia, sestry žijú...*
*Tebe však dlh som nesplatil.*
*Odpusť mi mamka všetky moje činy*
*ten starý dlh sa nedá splatiť*
*už nestihnem sa k tebe vrátiť*
*a nie som pritom bez viny.*

(Zo zbierky básní J. Slávika.)

## *Za Ing. Jánom Slávikom, DrSc.*

Dňa 16. decembra 1974 nás zastihla veľmi smutná správa o úmrtí Ing. Jána Slávika, DrSc.

Geologická verejnosť stráca v jeho osobe vynikajúceho vedca, organizátora a človeka vysokých ľudských kvalít. Celý svoj život zasvätil systematickej a húževnatej práci, v ktorej sa ideálne spájalo vedecké myslenie s praktickou činnosťou. Vzácne vlastnosti pre život človeka-vedca nadobudol v rodine. Získal v nej všetky tie črty, pre ktoré sme si ho tak veľmi vážili. Obdivovali sme človeka, ktorý dokázal šíriť okolo seba hrejivý pocit ľudskosti a životného optimizmu.

Ing. Ján Slávik, DrSc. sa narodil 25. januára 1932 ako najstarší z ôsmich detí v roľníckej rodine v Kapušanoch, kde absolvoval 5 ľudových tried. Po ich skončení sa zapísal na gymnázium v Prešove, ktoré ukončil maturitou s vyznamenaním. V rokoch 1951—1955 študoval na Baníckej fakulte Vysokej školy technickej v Košiciach. Štúdium ukončil štátnou záverečnou skúškou tiež s vyznamenaním. Už počas vysokoškolských štúdií sa prejavil ako mimoriadne talentovaný študent. Hneď po ukončení štúdií začal pracovať ako mapujúci geológ a petrograf v Uhoľnom prieskume v Turčianskych Tepliciach. Prvé kroky mladého geológa viedli do rodného kraja, na východné Slovensko, kde sa zaoberal výskumom Podvihorlatskej uhoľnej panvy. Húževnatosť a odborné znalosti sa prejavili už na začiatku jeho výskumnej činnosti. Po roku praxe bol vymenovaný za vedúceho špeciálnych geologických zložiek v Uhoľnom prieskume. Ani nie po dvojročnej praxi bol poverený výskumom geologickej stavby pohoria Vtáčnik a súčasne prieskumom ložísk uhlia v Handlovej a Novákoch. Tu spolu so svojím dobrým priateľom a učiteľom dr. Vsevolodom Čechovičom vyriešil zásadné otázky geologickej stavby tejto oblasti. Výsledkom tohto výskumu boli poznatky o pokračovaní uhoľnej panvy a overenie ďalších zásob uhlia, ktoré sa dnes ťaží v bani Cígeľ. V roku 1960 mu bola zverená veľmi zodpovedná úloha — vyhľadávať suroviny pre keramický priemysel. Išlo o výskumnú sféru, v ktorej Slovensko nemalo prakticky žiadnu tradíciu. S veľkým uznaním konštatujeme, že výsledky tohto výskumu položili základy pre výstavbu keramokombinátu v Michalovciach s kapacitou 1 mil. $m^2$ keramických dlaždičiek ročne a ďalším ôsmim továrňam na výrobu expandovaného perlitu. Po úspešnom ukončení tejto pre Slovensko významnej národohospodárskej úlohy sa v roku 1965 stal vedúcim Geologického strediska, ktorého prvoradou úlohou bolo komplexne zabezpečiť surovinové zdroje pre východné Slovensko. Okrem riadiacej a organizačnej práce sa zaoberal predovšetkým problematikou terciérnej sedimentácie. Výsledkom tejto práce bolo objavenie niekoľkých sľubných indícií ortute a iných nerastných surovín.

Súčasne pracoval ako geológ v odbore geologickej perspektívy pri podnikovom riaditeľstve Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi. Jeho vedecká erudícia a skúsenosti z praxe sa v plnej miere prejavili v kandidátskej dizertačnej práci, ktorú úspešne obhájil v roku 1969 na tému „Geologická stavba pohoria Vihorlat so zameraním na nerastné suroviny". Osobitosťou tejto práce bolo to, že vedel svoje rozsiahle ložiskové, mineralogicko-petrografické, tektonické, sedimentologické a vulkanologické znalosti zhrnúť v jeden syntetizujúci celok, v ktorom sa vedecký prístup spája s prísnou analýzou, kauzalitou a objasňovaním jednotlivých faktov a geologických zákonitostí.

Zákonom o československej federácii z roku 1968 bol zriadený Slovenský geologický úrad. Slovenská geologická verejnosť musela nájsť vhodnú osobu do funkcie vedúceho tohto dôležitého riadiaceho orgánu slovenskej geológie. Odborné a osobné kvality Ing. Jána Slávika, spojené s veľkou erudíciou a organizačnými schopnosťami boli všeobecne známe, a preto bol jednoznačne prijatý návrh, aby bol vymenovaný za riaditeľa Slovenského geologického úradu, ktorý vláda Slovenskej socialistickej republiky schválila. Máme v živej pamäti jeho prvé kroky v tejto funkcii, ktorej sa ujal s veľkým elánom a optimizmom. Len takto si môžeme vysvetliť, že pomerne za krátky čas vybudoval Slovenský geologický úrad ako najvyšší riadiaci orgán slovenskej geológie, ktorému dala naša spoločnosť veľkú dôveru, predovšetkým však naň uložila zodpovednosť za zabezpečenie surovín pre naše národné hospodárstvo. Už dnes môžeme s pocitom hrdosti povedať, že pod vedením Ing. Jána Slávika, DrSc. bola vytvorená inštitúcia, ktorá dala geológii dôstojný priestor, úmerný jej spoločenskému významu.

Druhou najdôležitejšou úlohou však bolo vytvoriť koncepciu geológie ako vedy. Ing. J. Slávik, DrSc. kládol dôraz nielen na praktické potreby, ale osobne cítil veľkú zodpovednosť za racionálne využívanie prostriedkov, ktoré do geológie naša spoločnosť investuje. O zodpovednosti jeho postoja ku koncepčnému zameraniu slovenskej geológie najlepšie svedčí zriadenie Slovenskej geologickej rady, ktorej členmi sa stali poprední predstavitelia všetkých geologických inštitúcií na Slovensku. Takto sa vytvorila báza pre riešenie hlavných a dlhodobých zámerov v geológii a zlepšila sa koordinácia medzi jednotlivými inštitúciami. Takýto prístup ku globálnym problémom sa zákonite pozitívne odrazil v celej geologickej sfére, pričom treba osobitne vyzdvihnúť jeho zásluhu pri uplatňovaní moderných progresívnych metód v geologickom výskume. Právom môžeme označiť Ing. Jána Slávika, DrSc. za jedného z najprogresívnejších vedeckých pracovníkov v československej geológii. Jeho prirodzený sklon a láska k vede sa prejavili aj počas jeho zodpovednej funkcie nielen tým, že sústavne sledoval a študoval domácu a zahraničnú literatúru, ale venoval sa aj vedeckým problémom, najmä otázkam vulkanizmu a jeho vzťahu k zrudneniu. S osobitným záujmom začal študovať problémy hlbinnej stavby a globálnej tektoniky. Veľmi rýchlo zvládol i túto náročnú problematiku. Svedčí o tom jeho monotematická práca o hlbinnej stavbe a mapa podložia, na ktorej sa podieľal ako spoluautor, ako aj jeho doktorská dizertačná práca, v ktorej riešil zložitú problematiku hlbinnej stavby, z tektonického hľadiska jednej z najexponovanejších oblastí na styku Západných a Východných Karpát s panónskym blokom. Takúto náročnú problematiku mohol zvládnuť len vďaka hlbokým znalostiam z oblasti Karpát a nevšednej interpretačnej schopnosti geofyzikálnych výsledkov. Jednotlivé geologické javy Západných

Karpát nechápal izolovane, ale v širokom kontexte globálnej tektoniky. Pre ťažkú chorobu odišiel z funkcie riaditeľa Slovenského geologického úradu a dňa 15. augusta 1974 prešiel do služieb Geologického ústavu Dionýza Štúra. Napriek podlomenému zdraviu naďalej zostal poradcom Slovenského geologického úradu pre dlhodobé koncepčné zameranie geológie. Aj príprava plánu ďalšej päťročnice nesie všetky progresívne črty jeho osobnosti. O jeho vitalite do posledných chvíľ života svedčí aj to, že pripravil pre tlač regionálnu mapu z jeho milovaného pohoria Vihorlatu a správu o východoslovenskom neogéne.

O jeho veľkej vedeckej erudícii jednoznačne svedčí aj veľký počet temer 100 publikovaných prác zahrňujúcich širokú škálu geologickej problematiky. Osobitnú pozornosť si zasluhuje prvá monografia o nerastných surovinách Slovenska, ktorú spracoval s kolektívom autorov. Z praktického hľadiska si nemenší význam zasluhuje 15 záverečných správ z výskumu nerastných surovín. Celá jeho vedecká činnosť, ktorú vynikajúco demonštroval v svojej doktorskej dizertačnej práci, svedčí o tom, že išlo o nevšedného vedeckého pracovníka koncepčného charakteru. Mnohé výsledky jeho vedeckých prác presahujú regionálny rámec a sú známe i v zahraničí, s ktorým udržiaval rozsiahle styky. V posledných rokoch sa aktívne podieľal na riešení problémov neogénu paratetýdnej oblasti. Bol prezidentom mediteránneho kongresu, ktorý sa uskutoční v roku 1975 v Bratislave. Prirodzene, o takéhoto fundovaného vedca mali záujem rôzne vedecké ustanovizne. Bol predsedom už spomínanej geologickej rady, predsedom Národného geologického komitétu, členom spoločnej vedeckej rady GÚDŠ a ÚÚG, vedeckej rady GÚDŠ a Prírodovedeckej fakulty UK, vedecko-technickej rady pri Ministerstve výstavby a techniky SSR, vedeckého kolégia geológie a geografie SAV, výboru slovenskej geologickéj spoločnosti a členom redakčnej rady Geologického zborníka, geologických publikácií GÚDŠ a predsedom redakčnej rady časopisu Mineralia slovaca, ktorého bol jedným z hlavných iniciátorov založenia.

Sú jednotlivci, pre ktorých nie je potrebné hľadať slová uznania, lebo najvyšším uznaním je ich statočná činorodá práca. Zvykli sme si hodnotu života merať na dni, mesiace či roky, sú to však iba relatívne hodnoty. Poznáme v živote osobnosti, a medzi také patril aj Ing. Ján Slávik, DrSc., ktoré dokázali vytvoriť obrovské hodnoty aj počas krátkeho života. Sú to však ľudia, ktorí do svojej práce dali nielen svoj um, ale celé srdce. A práve toto srdce, to nadšené srdce rozdával Ing. Ján Slávik, DrSc. geologickej vede vychádzajúc zo zásady, že nezainteresované myslenie je neplodné. Tvorivá a zanietená myseľ, opierajúca sa o radostný optimizmus, je historickou úlohou na odvekú tému človeka, ktorý v tvorivých hľadaniach ustavične obnovuje svoju podobu. Práve týmto vštepoval v každodennom živote svojmu okoliu pravý zákon ducha statočného človeka so zmyslom pre pochopenie a radostné prežívanie pocitu z dobre vykonanej práce.

Svojou prácou oživoval našu zem, vdychoval do každého kameňa ducha a oddával jej svoje srdce, ktoré bude medzi nami žiť, aj keď ho prikryli hrudy zeme, ktorá bola po rodine jeho najväčšou láskou a životným zmyslom.

Česť jeho pamiatke!

*Oto Fusán*
*Ondrej Samuel*

## ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH A NEPUBLIKOVANÝCH PRÁC ING. JÁNA SLÁVIKA, DrSc.

### a) Publikované vedecké práce

1. Poznámky k základným vulkanologicko-tektonickým problémom strednej časti vulkanického pohoria Vihorlat na východnom Slovensku. Geologické práce, Správy 8, 1956, str. 168—179. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
2. K otázke vzniku jazera Veľké Okno a jeho kotliny vo Vihorlate. Geologické práce, Zošit 49, 1958, str. 199—201. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
3. O možnostiach metalogenézy vo Vihorlate. Geologický sborník Slov. akad. vied, Bratislava, 9/1, 1958, str. 76—79.
4. Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geologické práce, Zošit 53, 1959, str. 145—147. Slov. akad. vied, Bratislava.
5. Geomorfologický vývoj severnej a centrálnej časti pohoria Vtáčnik a priľahlých oblastí. Geologické práce, Zošit 55, 1959, str. 255—265. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava.
6. Predbežná správa o druhej (nadložnej) fáze vulkanizmu v pohorí Vtáčník. Geologické práce, Zošit 53, 1959, str. 159—160. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava.
7. Vzťah vulkanitov pohoria Vihorlat k sedimentom severnej časti Potiskej nížiny. Geologické práce, Zošit 52, 1959, str. 15—20. Geol ústav D. Štúra, Bratislava.
8. Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny. Geologický zborník, 11/1, 1960, str. 111—118. Slov. akad. vied, Bratislava.
9. Geológia a genéza niektorých ložísk pelitov v neogéne východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 63, 1962, str. 221—232. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
10. Geologické pomery druhej fázy neogénneho vulkanizmu severnej časti pohoria Vtáčnik (nadložný vulkanizmus). Geologické práce, Správy 29, 1963, str. 9—30. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
11. K metodike vyhľadávania ložísk nerastných surovín ČSSR. Geologický průzkum, č. 8, 1963, str. 268—270. Praha.
12. Perlity v Československu. Geologický průzkum, č. 7, 1963, str. 195—197. Praha.
13. Ryolitový tuf z lokality Oreské a jeho využitie v keramike. Geologické práce, Správy 33, 1964, str. 125—130. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
14. Ložisko perlitu Lehôtka p/Brehy. Zborník XVI. zjazdu čsl. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, Žilina 1965.
15. Metodika a niektoré výsledky šlichovania vo Vihorlate. Geologický průzkum, č. 10, 1956, str. 295—297. Praha.
16. Geologija bentonitovych mestorožděnij Slovakii. Sborník: Bentonitovyje gliny Čechoslovakii i Zakarpatja, 1966, str. 3—10.
17. Gips und Anhydrit aus den salzführenden Formationen des miozäns der Ostslowakei. Geologický zborník, 18/1, 1967, str. 65—77. Slovenská akadémia vied, Bratislava
18. O metallogenii vostočnoslovackich tretičnych otloženij. Nekotoryje problemy geologii i metallogenii Zapadnych Karpat. Geologický ústav univerzity Komenského Bratislava, 1967, str. 123—129. Bratislava.
19. Samorodnoje zoloto v magurskom fliše. VIII. kongres KBGA. Doklady Mineralogija, geochimija, absoljutnyj vozrast, 1967; str. 271—274, Belehrad.
20. Perspektíva ortuťových rúd v ČSSR. Zborník referátov Vysokej školy technickej

Košice. Vedecká konferencia absolventov Baníckej fakulty Vysokej školy technickej, sekcia geológia, 1967, Košice.
21. Soľné ložiská východoslovenského miocénu. Zborník geologických vied, řada LG, sv. 9, 1967, str. 129—149. Praha.
22. Chronology and Tectonic Background of the Neogene Volcanism in Eastern Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45, 1968, str. 199—214. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
23. Mettalogenetische Verhältnisse und Rohstoffe des Ostslowakischen Tertiärs. Geologický zborník, 19/1, 1968, str. 45—68. Slovenská akadémia vied, Bratislava.
24. Minerály rozsypov vulkanitov Vihorlatu, ich geologický a prospekčný význam. Mineralia slovaca, č. 7, 1970, str. 231—248. Spišská Nová Ves.
25. Geologická stavba choňkovskej depresie. Geologické práce, Správy 55, 1971, str. 97—103. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
26. Kamenná soľ. Mineralia slovaca, č. 12—13, 1971, str. 421—436. Spišská Nová Ves.
27. Ložiská perlitov. Mineralia slovaca, č. 12—13, 1971, str. 501—510. Spišská Nová Ves.
28. Postupnosť neogénneho morfologického vývoja vihorlatskej oblasti. Geologické práce, Správy 56, 1971, str. 81—88. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
29. Pochované vulkanické pohoria na juhu východného Slovenska (zemplínske vulkanické pohorie). Geologické práce, Správy 58, 1972, str. 45—56. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
30. Results of Applied Geology in the Region of the Czechoslovak West Carpathians and the Strategy of Geological Works. Dokumenty z X. zjazdu KBGA, 1974, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
31. Vulkanizmus sarmatu Západných Karpát. In: J. Seneš et al: Biostratigraphy und Neostratotypen: Sarmat. 1974 Slovenská akadémia vied, Bratislava.
32. Paleomagnetizmus vulkanitov sarmatu. In: J. Seneš et al: Biostratigraphy und Neostratotypen: Sarmat. 1974 Slovenská akadémia vied, Bratislava.
33. Dostiženija prikladnoj geologii na territorii Zapadnych Karpat i namerenie geologičeskich rabot. Sovietskaja geologija (in lit.).
34. Stav a pespektívy rozvoja slovenskej geologie ako národohospodárskeho odvetvia. Geologické práce, Správy 64, 1975. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava (in lit.).
35. Zemplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. Geologické práce, Správy 65, 1975. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava (in lit.).
36. Slávik, J. a kol.: Nerastné suroviny Slovenska, 1967, 510 str. Slovenské nakladateľstvo technickej literatúry, Bratislava.
37. Slávik, J.—Cmuntová, M.—Horáková, M.—Volfová, J.: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrtu Čelovce 1. Geologické práce, Správy 18, 1960, str. 71—88. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
38. Slávik, J.—Čverčko, J.—Rudinec, R.: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geologické práce, Správy 44—45, 1968, str. 215—239. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
39. Slávik, J.—Danilovič, L. G.—Čverčko, J.—Rudinec, R.: Tectonics and Subsequent Volcanism in the Western Part of East Carpathians. XXIII. MGK. Praha, vol. 2, 1968, str. 61—71. Praha.
40. Slávik, J.—Čverčko, J.—Rudinec, R.: Geologické pomery neovulkanizmu na východnom Slovensku. Nafta a zemný plyn, č. 3, 1970, str. 411—424.
41. Slávik, J.—Konečný, V.: Vzťahy tektoniky a subsekventného neovulkanizmu Západných Karpát. Geologické práce, Správy 59, 1972, str. 9—38. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.

42. Slávik, J.—Polášek, S.: Poznámky ku geologickej stavbe podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. Geologické práce, Správy 10, 1957, str. 82—93. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
43. Slávik, J.—Šinály, T.: Tektonika handlovského ložiska. Geologické práce, Zošit 63, 1962, str. 209—212. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
44. Slávik, J.—Tözsér, J.: Geological Structure of the Prešovské pohorie Mts. and its Relation to the Boundary of the West and East Carpathians. Geologický zborník, 24/1, 1973, str. 23—52. Slovenská akadémia vied, Bratislava.
45. Bagdasarjan, G. P.—Slávik, J.—Vass, D.: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. Geologické práce, Správy 55, 1971, str. 87—96. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
46. Brodňan, M.—Polášek, S.—Slávik, J.: Paleogeografia a genéza uhoľného ložiska Hnojné. Geologické práce, Zošit 52, 1959, str. 35—36. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
47. Brodňan, M.—Polášek, S.—Slávik, J.: Stratigrafia neogénnych sedimentov ložiska Hnojné na základe nových poznatkov. Geologické práce, Zošit 52, 1959, str. 6—9. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
48. Brodňan, M.—Polášek, S.—Slávik, J.: Vzťah uhoľného ložiska Hnojné k ložisku Sejkov — Vyšné Nemecké v podvihorlatskej uhoľnej panve. Geologické práce, Zošit 52, 1959, str. 53—55. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
49. Brodňan, M.—Slávik, J.: O detriticko-vulkanickej formácii handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geologické práce, Správy 38, 1966, str. 55—62. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
50. Buday, T.—Janáček, J.—Seneš, J.—Slávik, J.: K problematike výskumu a prieskumu neogénu Západných Karpát. Geologické práce, Zošit 63, 1962. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
51. Coň, O. V.—Slávik, J.: Vek ryolitov zemplínskeho ostrova. Geologické práce, Správy 55, 1971, str. 215—216. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
52. Gašpariková, V.—Slávik, J.: Spodný tortón s. l. v sv. časti Vihorlatu (Untertorton s. l. im nordöstlichen Teil von Vihorlat). Geologické práce, Správy 43, 1966, str. 119—124. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
53. Gašpariková, V.—Slávik, J.: Poznámky k práci J. Janáčka: „K stratigrafickému postavení a paleogeografii tortonského obzoru kamenné soli ve východoslovenské pánve". Geologické práce, Správy 53, 1970, str. 215—217. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
54. Jendrejáková, O.—Seneš, J.—Slávik, J.: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn-14 v podvihorlatskej uhoľnej panve. Geologické práce, Správy 11, 1957. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
55. Kupčík, V.—Slávik, J.—Hvoždara, P.: Ilmenit z vulkanitov Vihorlatu. Acta geol. et geogr. Univesitatis Commeniae, č. 12, 1967, str. 123—131, Bratislava.
56. Leško B.—Slávik, J.: New Occurence of Cinnabar in the Magura Flysch of Easternmost Slovakia. Geologické práce, Správy 40, 1966, str. 79—86. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
57. Leško, B.—Slávik, J.: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située les Karpates occidentales et les Karpates orientales. Geologický zborník, 18/1, 1967, 1967, 169—172. Slovenská akadémia vied, Bratislava.
58. Leško, B.—Slávik, J.: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. Geologické práce, Správy 47, 1969, str. 133—149. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.

59. Merlič, B. V.—Slávik, J.—Spitkovskaja, S. M.—Rudinec, R.—Čverčko, J.: Cep neogennovych pogrebennych vulkanov v južnoj časti zakarpatskogo vnutrennego progiba. Geologičeskij sbornik Lvov. geol. o-va, No 11, 1968.
60. Orlický, O.—Pagáč, P.—Slávik, J.: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpratation. Geologický zborník, 21/1, 1970, str. 153—166. Slovenská akadémia vied, Bratislava.
61. Rudinec, R.—Slávik, J.: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geologické práce, Správy 53, 1970, str. 145—153. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
62. Rudinec, R.—Slávik, J.: O fázach vrásnenia východoslovenského neogénu. Geologické práce, Správy 60, 1973, str. 225—236. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
63. Sasin, G. G.—Slávik, J.: Stratigrafičeskoje značenije granatovych riodacitovych tufov vostočnoj Slovakii i sovietskogo Zakarpatja. Geologičeskij sbornik Lvov. geol. o-va, No 11, 1968.
64. Fusán, O.—Ibrmajer, J.—Plančár J.—Slávik, J.—Smíšek, M.: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborník geologických vied, rad ZK 15, 1971, str. 1—173. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
65. Slávik, J.—Kaličiak, M.—Križáni, I.—Tözsér, J.: Metalogenéza a nerastné suroviny východoslovenského terciéru. Hornícka Příbram. Zborník prednášok sekcie: geologie ložisek nerostných surovin, 1973, str. 67—89.
66. Fusán, O.—Plančár, J.—Slávik, J.: Základné črty hlbinnej stavby Západných Karpát. Doklady X. zjazdu KBGA, Bratislava, 1975. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
67. Orlický, O.—Slávik, J.—Tözsér, J.: Paleomagnetizmus vulkanitov Slanských vrchov, Veľkého Miliča a Zemplínskych pahorkov a jeho geologická interpretácia. Geologický zborník 25/2. Slovenská akadémia vied, Bratislava.
68. Končený, V.—Slávik, J.: Tektonic background of Miocene volcanism in the West Carpathians. In Tectonics of the Carpathians — Balkan Regions, 1974, str. 138—145. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
69. Vass, D.—Slávik, J.: Radiometrické kalibrovanie paratetydného neogénu. Geologické práce 63, 1975. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.

b) Publikované odborné práce

70. Metodický postup pri riešení južného obmedzenia handlovského uhoľného ložiska. Geologický průzkum, č. 10, 1959, str. 311—312. Praha.
71. Ide o perspektívu ložiskovej geológie. Geologický průzkum, č. 12, 1962, str. 63—64. Praha.
72. Ložiská perlitov na Slovensku. Materiály silikátovej konferencie v Karlových Varoch, 1962.
73. Ide o perspektívy československej geológie. Geologický průzkum, č. 12, 1963, str. 353—354. Praha.
74. Súčasný stav geologického prieskumu bentonitov na Slovensku. Zborník zo seminára o bentonitoch, Turčianske Teplice, 1964.
75. Správa o geochemických prácach v oblasti Vihorlatu a Popričného v rokoch 1958 až 1964. Správy o geologických výskumoch v roku 1964, 2 Slovensko, 1965. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
76. Prognózy pevných nerastných surovín východného Slovenska. Geologický průzkum, č. 12, 1966, str. 400—403. Praha.

77. Geológia a nerastné suroviny Izraela. Geologický průzkum, č. 6, 1968, str. 197—200. Praha.
78. Predbežné návrhy geologických prác na Slovensku v rokoch 1971—1975. Geologický průzkum, č. 5, 1970, str. 134—136. Praha.
79. Dlhodobý výhľad slovenskej geológie. Mineralia slovaca, č. 10, 1971, str. 169—170. Spišská Nová Ves.
80. Stav, výsledky a úlohy slovenskej geológie po XIV. zjazde KSČ (úvodný prejav). Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie, I. časť, 1974, str. 9—24. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
81. Národohospodárske ciele slovenskej geológie. Geologický průzkum, č. 3, 1972, str. 65—67. Praha.
82. Prognózy rozvoja surovinovej základne rudného a nerudného baníctva SSR do roku 2000 a niektoré všeobecné aspekty baníctva a geológie. V zborníku: Dlhodobý rozvoj čsl. rudného baníctva do roku 1990. Rudné bane a magnezitové závody, generálne riaditeľstvo, 1973, Bratislava.
83. Prognózy rozvoja surovinovej základne rudného a nerudného baníctva SSR do roku 2000 a niektoré všeobecné aspekty baníctva a geológie, Rudy, č. 12, 1973, Bratislava.
84. Slávik, J.—Bartalský, J.: Úvodom k zborníku o nerudných surovinách Slovenska. Mineralia slovaca, č. 12—13, 1971, str. 279—280. Spišská Nová Ves.
85. Slávik, J.—Hruškovič, S.—Očenáš, D.—Zuberec, J.: Ložiská bentonitov na Slovensku. Mineralia slovaca, č. 12—13, 1971, str. 561—571. Spišská Nová Ves.
86. Slávik, J. a kol.: Epigenetické zrudnenie východoslovenských neovulkanitov. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie, I. časť, 1974, str. 215—221. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
87. Forgáč, J.—Karolus, K.—Slávik, J.: Neogénny vulkanizmus Západných Karpát. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie, I. časť, 1974, str. 137—144 Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
88. Vass, D.—Bagdasarjan, G. P.—Slávik, J.: Absolute Datierungen aus dem Sarmatien. Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän $M_5$, Sarmatien, Veda, vydav. Slov. akad. vied, 1974, zv. 4, str. 45—53.

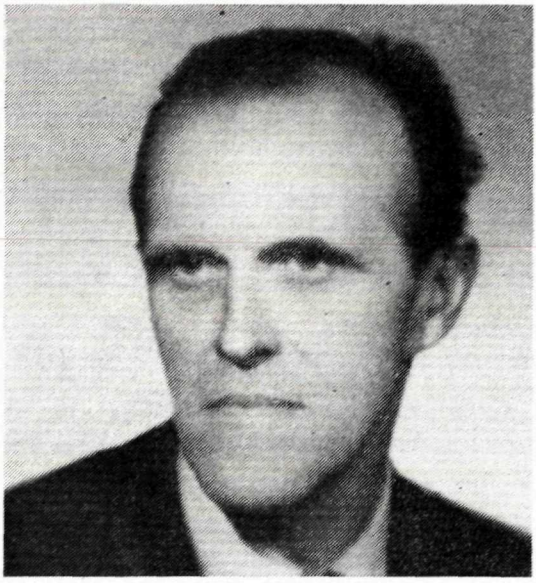
c) Archivované vedecké práce

1. Správa o prieskume centrálnej časti pohoria Vihorlat. Geofond, 1954. Bratislava.
2. Vulkanologické a tektonické pomery neogénnych vyvrelín Vihorlatu s ohľadom na podvihorlatskú uhoľnú panvu. Diplomová práca. Banícka fakulta Vysokej školy technickej, 1955, Košice.
3. Správa o mapovaní centrálnej časti pohoria Vihorlatu. Geofond, 1956. Bratislava.
4. Správa o výskume vulkanických hornín z podvihorlatskej uhoľnej panvy. Archív Geologického prieskumu, 1957. Spišská Nová Ves.
5. Výročná správa o vyhľadávacom prieskume za rok 1958. Problém Podunajská nížina a Vtáčnik — Nová Lehota. Geofond, 1959. Bratislava.
6. Geológia a genéza niektorých významných ložísk pelitov východného Slovenska. Geofond, 1961. Bratislava.
7. Súborná správa o výskume a prieskume perlitov na Slovensku. Geofond, 1963, Bratislava.
8. Štúdia o možnostiach fosfatogenézy na Slovensku. Geofond, 1963. Bratislava.
9. Správa o výskyte sadrovca a anhydritu vo východoslovenskom neogéne. Geofond, 1966. Bratislava.

10. Záverečná správa Vihorlat — Popričný VP so stavom k 1. 1. 1969 — polymetalické rudy. Geologický prieskum, Spišská Nová Ves, 1969.
11. Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v neoeurópe. Doktorská dizertačná práca. Archív Geologického ústavu D. Štúra, 1973, Bratislava.
12. Slávik, J.—Valko, P.: Záverečná správa VP Vihorlat — Popričný, polymetalické rudy SGR k 1. 1. 1969, Geofond, 1969. Bratislava.
13. Slávik, J. a kol.: Autorský originál mapy Vihorlat — stred 1 : 10 000. Geofond, 1969. Bratislava.
14. Slávik, J.—Kaličiak, M.: Metalogenetická mapa, list Snina, Geofond, 1971. Bratislava.
15. Slávik, J. a kol.: Metalogenetická mapa Trebišov, Čierna n/Tisou, Geofond, 1971. Bratislava.
16. Slávik, J.—Kaličiak, M.: Metalogenetická mapa, list Košice, Jasov. Geofond, 1971. Bratislava.
17. Bohovicová, J.—Gašparíková, V.—Slávik, J.: Čiastková správa za rok 1966, vyhodnotenie vrtov Petrovce 1 a Boroľa 2. Geofond, 1967. Bratislava.
18. Gašparik, J.—Slávik, J.—Lacko, L.: Správa o základnom geologickom výskume za rok 1957 oblasť Vtáčnik a priľahlé územie. Archív Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves, 1958.

d) Archivované odborné práce

19. Správa zo študijnej cesty do MLR. Geofond, 1960. Bratislava.
20. Oreské — tufity — záverečná správa a výpočet zásob. Geofond, 1961. Bratislava.
21. Pozdišovce — kameninové íly — záverečná správa a výpočet zásob. Geofond, 1961. Bratislava.
22. Správa o účasti na VIII. kongrese KBA v Beograde. Geofond, 1967. Bratislava.
23. Slávik, J.: Správa zo študijnej cesty vedúcich pracovníkov geologickej služby ČSSR do ZSSR. Geofond, 1971. Bratislava.
24. Adamec, J.—Obdržálek, M.—Slávik, J.: Správa o zahraničnej ceste do Zambie. Geofond, 1971. Bratislava.
25. Slávik, J.—Krauter, M.—Lukáč, M.: Správa zo služobnej cesty do BLR. Geofond, 1972. Bratislava.
26. Slávik, J.—Krauter, M.—Jakubec, L.: Správa zo služobnej cesty do MLR. Geofond, 1973. Bratislava.
27. Slávik, J.—Polák, S.—Ujhelyi, K.—Windt, D.: Správa o expertíznej ceste do Sudanu. Geofond, 1968, Bratislava.
28. Ďurica, D.—Slávik, J.: Správa o priebehu IV. medzinárodného kongresu o mediteránnom neogéne v Bologni. Geofond, 1967. Bratislava.
29. Gregor, M.—Slávik, J.: Správa zo služobnej cesty do Izraela. Účasť na Medzinárodnej ílovej konferencii v Jeruzaleme. Geofond, 1966. Bratislava.
30. Ogurčák, Š.—Slávik, J.—Sobol, G.—Šolc, B.: Development of phosphate mines exploited by Safaga phosphate company. Report of Czechoslovak experts. Strojexport, Praha, 1961.



## Doc. dr. Zdeněk Roth, DrSc.

### šesťdesiatročný

Prvého decembra 1974 československá geologická verejnosť oslávila 60. narodeniny významného geológa doc. dr. Zdeňka Rotha, DrSc., ktorý prakticky celú svoju vedeckú činnosť vykonával v Ústrednom geologickom ústave v Prahe. Hlavnou sférou jeho výskumnej činnosti boli Západné Karpaty, kde sa venoval hlavne regionálnej geologickej problematike. Hneď na začiatku svojej činnosti sa zaoberal výskumom mezozoika Slovenského krasu, z ktorého predložil v roku 1937 doktorskú dizertačnú prácu a v roku 1946 habilitačnú prácu na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe, kde určitý čas prednášal. Výskumu mezozoika sa venoval aj v iných oblastiach Západných Karpát. Okrem riešenia vedeckých problémov mezozoika sa zaoberal aj praktickými otázkami, ako napr. zabezpečením cementárskych surovín. Po oslobodení ťažiskom jeho výskumnej činnosti v Západných Karpatoch sa stalo flyšové pásmo. Spolu so svojím dlhoročným spolupracovníkom doc. dr. A. Matějkom, DrSc. položil základy modernej geológie flyšového pásma a jeho tektonického členenia. Sám zmapoval a zostavil mnohé geologické mapy rôznych mierok z tohto pásma, pričom bol hlavným redaktorom generálnych geologických máp ČSSR 1:200 000 listov Ostrava, Olomouc, Trstená a spoluautorom skoro všetkých ďalších listov flyšového pásma. Takto sa stal jedným z najlepších znalcov flyšového pásma. Preto bol poverený zostavením a riešením veľmi náročného programu výskumu nafty a plynu v západnej časti flyšového pásma s kolektívom spolupracovníkov. Jeho práca priniesla pozitívne výsledky.

O veľkej odbornej erudícii doc. dr. Zdeňka Rotha, DrSc. najlepšie svedčí asi 200 zverejnených publikácií, ako aj účasť na rôznych medzinárodných geologických podujatiach, kde vždy dôstojne reprezentoval československú geológiu, pretože patrí medzi vynikajúcich syntetikov nielen flyšového pásma, ale celých Západných Karpát. Z jeho publikácií si osobitnú zmienku zasluhuje monografická práca o magurskom flyši v severnom povodí Váhu. Táto práca sa stala základom pre rozdeleniu flyšu a za ňu mu bola udelená hodnosť doktora

geologicko-mineralogických vied (1960). Za zásluhy o výskum flyšového pásma Západných Karpát bola jubilantovi spolu s doc. dr. A. Matějkom, DrSc. udelená Štátna cena Klementa Gottwalda (1954). Za všestrannú aktívnu činnosť v Ústrednom ústave geologickom bola doc. dr. Zdeňkovi Rothovi, DrSc. pri príležitosti osláv 50-ročnej existencie ústavu udelená medaila Cyrila Purkyně.

Jubilant sa dožil 60 rokov v plnom zdraví, naplnený pracovným elánom a optimizmom. Pracovníci Geologického ústavu Dionýza Štúra vysoko oceňujú prácu, ktorú doc. dr. Zdeněk Roth, DrSc. vykonal v Západných Karpatoch a želajú mu veľa zdravia a tvorivých síl do ďalšej práce.

*O. Fusán*
*O. Samuel*

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 21—53 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

A. BUJNOVSKÝ — M. KOCHANOVÁ — J. PEVNÝ

# KORYTNICA LIMESTONES — A NEW LITHO-STRATIGRAPHICAL UNIT AND ITS FAUNA

(6 plates, 5 text-figs)

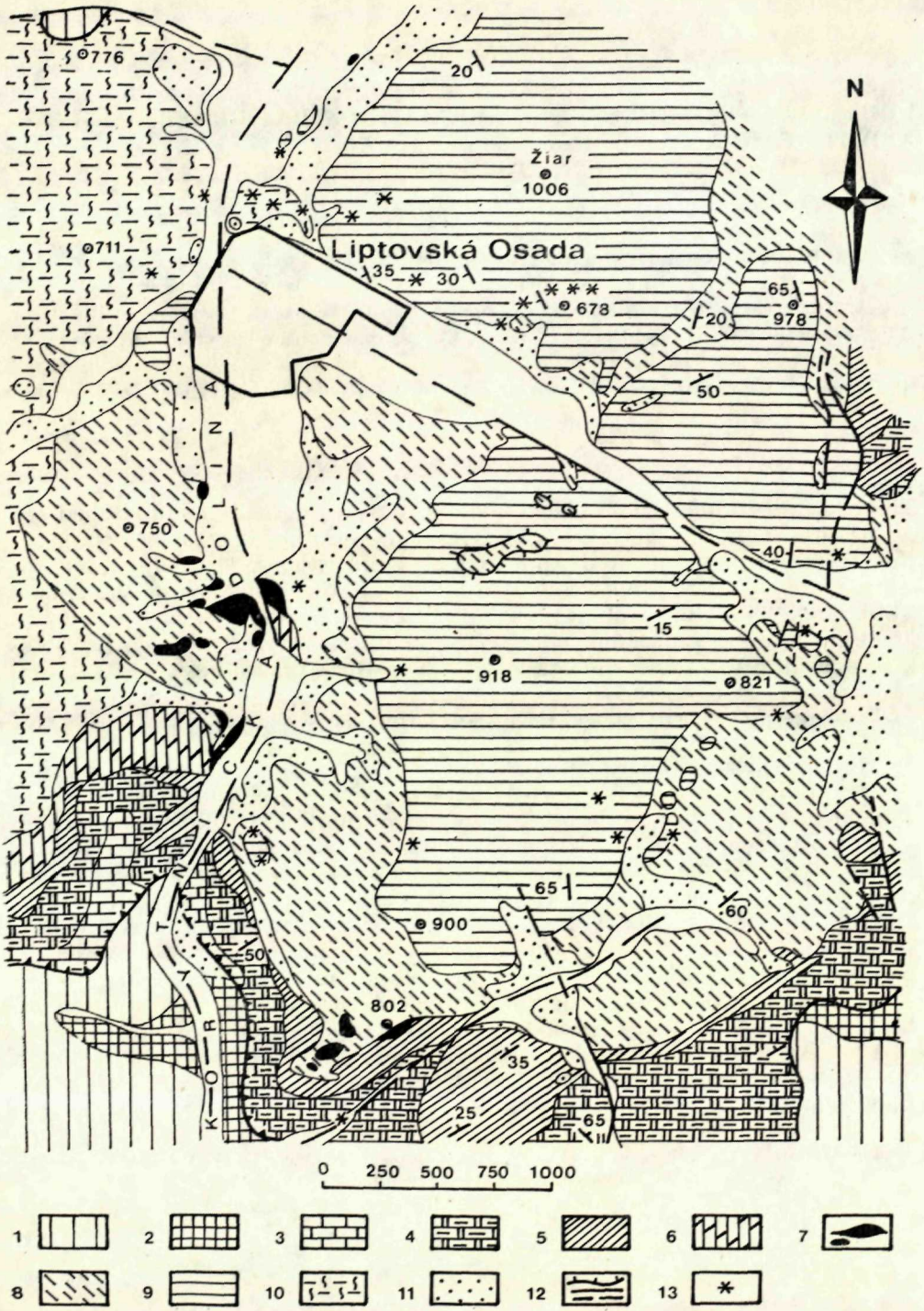
Abstract. At the boundary of the Nízke Tatry and Veľká Fatra Mts., there in the Choč-nappe, has been distinguished a new litho-stratigraphic unit — the Korytnica Limestones. The beds of the Korytnica Limestones occur between the Reifling or Raming-Limestones and the Lunz Member. In litho-stratigraphy the Korytnica Limestones, Lower Julian in age, partly resemble the Aon Member and Göstling Limestones; as to the fauna, they are partly similar to the San Cassian Beds and Jägerhaus Limestones.

The Korytnica Limestones of the Choč-nappe were originally distinguished by A. Matějka (1927, p. 552—553) as „Gravel and Coral Limestones". He used this term for light-coloured and dark-grey limestones, Carnian-Norian in age, in the so called Upper Subtatric Group at the boundary of the Nízke Tatry and Veľká Fatra Mts. In this facies were included a) light-coloured, bioherm, Raming Limestones and b) the new litho-stratigraphic unit, which is described in this paper under the term Korytnica Limestones.

## a) The grey to light-grey Raming Limestones

In the underlier of the Korytnica Limestones (fig. 5) — considered as Gutenstein Limestones sensu lato by M. Mišík (1972, p. 18—19) — are laterally equivalent to a part or to the whole complex of the Reifling Limestones. They contain a reef-building association of organisms: calcareous sponges (E. Jablonský 1971, p. 333), crinoids, corals, *Tubiphytes obscurus* (Maslov) and *evinospongia*, which point at their partly biohermic character (M. Mišík 1969, p. 56; E. Jablonský l.c.; A. Bujnovský — M. Kochanová 1973). Transition from the Reifling Limestones is gradual, accompanied by disappearance and diminution of cherty nodules to mm size. According to J. Bystrický (1970, p. 176) their development corresponds to the Ladinian Raming Limestones distinguished in the Alps (compare A. Tollmann 1966, p. 124). At the eastern margin of the Calc. Alps (G. Hertweck 1961, p. 15) designated them as the transitional facies between the Reifling and Wetterstein Limestones.

RNDr. Alfonz Bujnovský — RNDr. Mária Kochanová, CSc. — RNDr. Jozef Pevný, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava


N
Žiar
1006
Liptovská Osada
776
711
750
678
978
918
821
900
802
0 250 500 750 1000
1 2 3 4 5 6 7
8 9 10 11 12 13

## Fossils

Calcareous sponges: *Follicatena cautica* Ott, *Vesicocaulis depressus* Ott, *V. carinthiacus* Ott, *Cystothalamia bavarica* Ott, *Uvanella irregularis* Ott, *Criptocoelia zitteli* Steinmann, *Stylothalamia dehmi* Ott.

The mentioned calcareous sponges from the Raming Limestones near Liptovská Osada (fig. 5) point to Ladinian age (E. Jablonský 1971, p. 345).

Brachiopods: *„Terebratula"* aff. *sturi* Laube, *Anisactinella quadriplecta* (Münster), *Dioristella indistincta* (Beyrich), *Sakawairhynchia arpadica* (Bittner). Echinoids: *Cidaris dorsata* Braun. Crinoids: *Encrinus cassianus* Laube.

The conodonts from orientational samples of the Raming and Korytnica Limestones taken by H. Kozur (1971) have not been precisely dated so far.

From these limestones at the Mt. Mnich and near Ružomberok comes also a part of the fauna described by B. Dornyay (1913 p. 10, 1917, 1917, 1919 p. 239), V. Vogl (in Matějka 1927 p. 551). This fauna was incorrectly quoted from the „Choč Dolomites".

Attention to this incorrect paleontological date, taken over by several authors, called J. Bystrický (1967 p. 263), who pointed to the Anisian age of the dolomites.

The brachiopods and echinoids from the Raming Limestones (fig. 5) show partly affinity to the fauna of the overlying Korytnica Limestones. Based upon the stratigraphic range of the mentioned species as well as of the Julian overlier, the Raming Limestones may be considered as Cordevolian in their upper part.

At present V. Jacobshagen (1961 p. 477—483) on the basis of orthochronological division of the Middle Triassic — ammonoids and P. Leonardi (1967, I. vol., p. 151—296) on the basis of affinity of the Cordevolian species to Julian ones as well as of closer affinity of the San Cassian fauna to that of the Raibl Member than to the Ladinian, suggest to place the lower boundary of the Carnian below the Cordevolian. In our case, according to this new division used in Italian and Anglo-Saxon literature, up to present sharp Ladinian-Carnian boundary should take its course within the biohermic Raming Limestones.

←

Fig. 1 Geological map of the type area of the Korytnica Limestones, (A. Bujnovský, 1972)

Krížna nappe:

1. Marly limestones and marls, Upper Berriasian — Hauterivian; 2. Shales, limestones, sandy-glauconite limestones, Barremian — Lower Albian.

Choč nappe:

3. Gutenstein Limestones, Lower — Middle Anisian; 4. Dolomite — Upper Anisian; 5. Reifling Limestones, Upper Anisian — Ladinian; 6. Raming biohermic limestones, Ladinian + Cordevolian; 7. Korytnica Limestones, Lower Julian; 8. Lunz Member, Julian; 9. Massive Hauptdolomit; 10. Stratified Hauptdolomit, Upper Carnian — Lower Norian; 11. Scree, 12. Overthrust lines and faults, 13. Paleontological localities

b) Korytnica Limestones

As a new litho-stratigraphic unit they represent beds of uniform type and appearance in relation to the underlying Reifling and/or Raming Limestones and the overlying Lunz Member. In the sense of the Stratigraphic Nomenclature Code is the name of the new unit derived from the geographical locality (Korytnická dolina Valley) and lithological type.

Dark-grey to black, rusty-brown, regularly bedded limestones with thin intercalations of calcareous shales are concerned there. Thickness of banks is 2—70 cm, the bedding planes are even, rarely with deformed brachiopods and lamellibranchs, total thickness 0—30 m. The limestones are often organogenic — lumachellic with rough surface after weathered fossils. In the overlier of the Reifling Limestones they contain small grains of cherts and continuous thin cherty laminae up to 1 m long are present in them. At the contact with the bioherm Raming Limestones they contain irregular closed intercalations, filled up with calcarenites, calcirudites, breccias of reef detritus up to the size of 25 cm boulders — an analogue of the blocks of the Cipita Limestones in the San Cassian Beds (P. Leonardi 1967, I. vol., p. 291) rolled down from the reef slopes to the bottom of basins situated lower.

In the banks of the Korytnica Limestones-biostromes, sac-shaped bodies of „patch reefs" several metres thick are found. According to the shape they are designated by various authors as „pinnacles", „chapeirões", „coral knolls", „reef knolls" etc. (Compare E. Preston, J. Cloud 1952, p. 2127). In their structure take part colonial corals of the genus *Thecosmilia*, crinoids and numerous echinoids of the genus *Cidaris* (up to 30 specimens per 1 m²) — characteristic in the San Cassian Beds, brachiopods and bivalves.

Layers of black bedded limestones, compact microscopically, correspond to biomicrites. Their calcareous biomicritic mass is highly contaminated with brown colloidal minerals filling up numerous microstylolites of parallel pattern. More rarely they contain authigenic quartz, pyrite, pseudoolites and

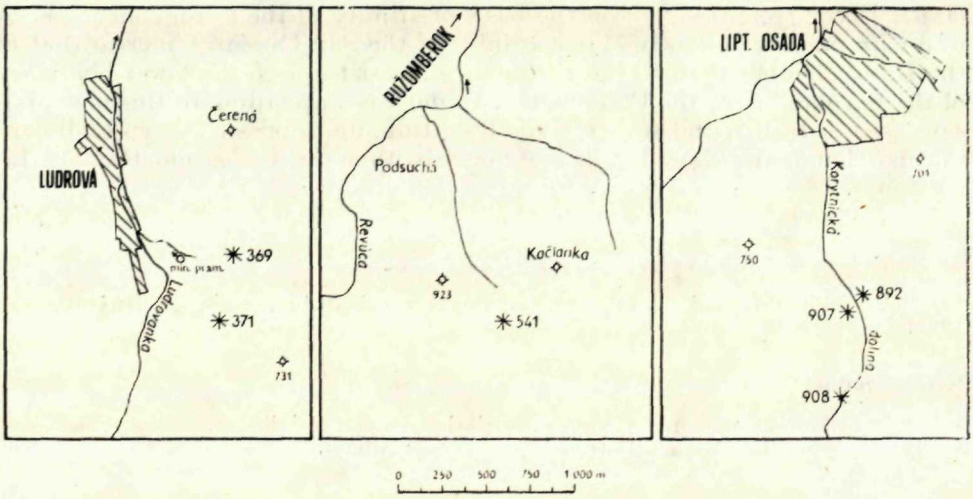



Fig. 2 Reconnaissance maps of paleontological localities

intraclasts. The microfacies are of stable character, fibrous — acicular, crinoidal-lamellibranch and brachiopod microfacies are predominating. Beside these organisms they contain numerous ostracodes, foraminifers, gastropods, calcified radiolarians, *Aeolisaccus* sp., solenopores, stromatopores and pellets.

Fossils

SE of Ludrová, locality no. 369 (fig. 2)
Brachiopods:
*Cruratula carinthiaca* Rothpletz
*Anisactinella quadriplecta* (Muenster)
*Spiriferina gregaria* Suess
*Spiriferina* sp.
*Dioristella indistincta* (Beyrich)
*Aulacothyris rüdti* (Bittner)
Bivalvia:
*Eumorphotis* sp. n.
Pecten? *octoplicatus* Bittner
? Cyanophyta:
*Tubiphytes obscurus* Maslov
SE of Ludrová, locality no. 371 (fig. 2)
Brachiopods:
„*Terebratula*" *neglecta* Bittner
„*Terebratula*" *ladina* Bittner
„*Terebratula*" aff. *sturi* Laube
„*Terebratula*" *oppeli* Bittner
*Aulacothyris rüdti* (Bittner)
*Spiriferina gregaria* Suess
*Dioristella indistincta* (Beyrich)
„*Rhynchonella*" *cornaliana* Bittner
Bivalvia:
*Chlamys* sp.
*Pseudomonotis (= Prospondylus)* sp.
*Lima* cf. *alternans* Bittner
*Lima* sp. 1
*Lima* sp. 2
Gastropods:
*Temnotropis bicarinata* Laube
Echinoids:
*Cidaris dorsata* Braun
Corals:
(?) *Thecosmilia* sp.
Kačianka, locality no. 541 (fig. 2)
Brachiopods:
„*Terebratula*" aff. *sturi* Laube
*Diplospirella wissmanni* (Muenster)
Crinoids:
*Encrinus sp.*
S of Liptovská Osada, first quarry in the cut of the road Ružomberok — Banská Bystrica, locality no. 892 (fig. 2).

Brachiopods:

*Dioristella indistincta* (Beyrich)
*Diplospirella wissmanni* (Muenster)
*Aulacothyris subangusta* (Muenster)
*Aulacothyris rüdti* (Bittner)
*Euractinella contraplecta* (Muenster)
*Amphiclina ammoena* Bittner
„*Terebratula*„ aff. *sturi* Laube
„*Terebratula*" aff. *pyriformis* Suess
*Spiriferina gregaria* Suess

Bivalvia:

*Mysidioptera submulticostata* sp. n.
*Halobia* cf. *rugosa* Gümbel

Echinoids:

*Cidaris dorsata* Braun
*Cidaris hausmani* Wissm.

Cyanophyta:

*Tubiphytes obscurus* Maslov

S of Liptovská Osada, locality no. 907 (fig. 2)

Brachiopods:

„*Terebratula*" aff. *sturi* Laube
*Dioristella indistincta* (Beyrich)

S of Liptovská Osada, locality no. 908

Brachiopods:

*Sakawairhynchia arpadica* (Bittner)

The brachiopods and *Halobia rugosa* Gümbel from the Korytnica Limestones (compare G. Rosemberg 1959, Tab. XVI) ) point at the Julian. Also on the basis of the position of the Korytnica Limestones below the Lunz Member with *Carnites floridus* (Wulfen) of Julian age — V. Andrusovová (1961, p. 220; 1967, p. 267—75) the Korytnica Limestones represent the Lower Julian.

## Lithological-stratigraphical correlation

In the lithological character, stratigraphic position and age the beds of the Korytnica Limestones are partly equivalent to the Aon Member, Göstling and Jägerhaus Limestones, thus the units occurring between the Reifling Limestones and Lunz Member.

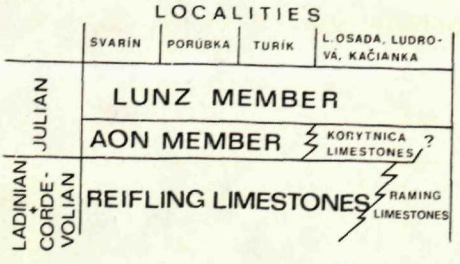



Fig. 3 Correlation table of the Korytnica Limestones

They differ from the Aon Member of the West Carpathians and Alps – compare D. Andrusov (1959 II. p. 63), Lex. strat. int. I – 8 p. 25 – only in containing cherty bands, coral „patch reefs", blocks of reef limestones and in fauna. Relation to the Aon Member has not been known so far, probably they are a lateral equivalent of it. According to the position in the bed sequence and the fauna studied so far in the nearer area to the Korytnica Limestones may correspond: (fig. 3) the Aon Member near Turík (marly limestones and marls with foraminifers) J. Salaj – O. Jendrejaková (1967 p. 311), banked limestones of the basal Carnian near Svarín with *Monophyllites simonyi*, compare V. Kollárová-Andrusovová (1967 p. 272). The „Transition Beds" of R. Kettner–J. Koutek (1927 p. 2, 6–7, 13) near Porúbka resemble the Korytnica Limestones mainly in the content of lumachelle banks with brachiopods and thin-valved shells of bivalves.

The Göstling Limestones of the Upper Ladinian – lowermost Carnian – F. Trauth (1948 p. 74), G. Rosenberg ( 1959, Tab. XVII), A. Tollmann (1965 p. 126) – Lex. strat. int. I. – 8 p. 162 – are designated as dark-grey or blackish limestone banks with calcareous and marly shales. These dark-grey cherty platy limestones are a member transitional between the Reifling Limestones and Aon Shales in the ? Sulbach nappe. They resemble the Korytnica Limestones chiefly in the filamentous and radiolarian microfacies (compare A. Tollmann, l. c.). The main difference consists in lacking the San Cassian fauna. In their association of the San Cassian fauna the Korytnica Limestones partly agree with the Jägerhaus Limestones from the area of the Lunz Member and Reifling Limestones. The dark-grey to black Jägerhaus Limestones with Northern Alpine San Cassian fauna are assigned to the Cordevolian by F. Toula (1913 p. 80) – Lex. strat. int. I – 8 p. 224 –5. The fauna from these limestones, mainly bivalves, rather points to the Julian.

In their fauna the Korytnica Limestones partly resemble the neritic fauna of the Lower Carnian San Cassian Beds in the Dolomites (compare P. Leonardi 1967, I. vol., p. 298–310).

In contrast to the Korytnica Limestones, however, they represent a lithological pseudoflysch of variegated limestones, marls, sandstones and tuffs. Only in the uppermost part appear partly analogous bedded limestones with blocks of the Cipita Limestones (compare P. Leonardi, l. c.).

## Extension

1. In the facies area of the Lunz Member and the partial facies area of the Reifling and Raming Limestones, which also occupy the northern slopes of the Nízke Tatry and Veľká Fatra Mts. according to division by J. Bystrický (1970 p. 219–20). In these areas they are spread SE of Ludrová, SW of elev. point Kačianka near Podsuchá.

The best outcrops of this type of limestones are found in the Korytnická dolina Valley in the cut of the major road south of Liptovská Osada. They occur between the Reifling and/or Raming Limestones and Lunz Member of the Choč nappe there (fig. 1). Their presence may be also supposed at the southern slope of the Nízke Tatry Mts. at sites of the occurrence of the San Cassian fauna NW of Tajov and N of Predajná (compare D. Štúr, Práce 1960, p. 202, 209).

2. In the Chočské pohorie Mts. above the Raming Limestones with fauna incorrectly quoted by B. Dornyay (1913 p. 10, tab. 2; 1919 p. 239) from the Choč Dolomites. This fauna therefore cannot be an evidence of the Ladinian age of the Choč Dolomites (J. Bystrický 1967 p. 263).

Locus typicus, standard profiles and key beds: First quarry in the cut of the major road south of Liptovská Osada (fig. 5).

## Brachiopods

In the western part of the Nízke Tatry Mts. a rich brachiopod fauna, Carnian in age, has been found in the newly distinguished Korytnica Limestones and biohermic limestones. The fauna was found in the years 1970—72 during geological mapping in the area of Ludrová, Liptovská Osada, Kačianka. In age the fauna corresponds more to the Julian and includes 10 genera and 17 species.

The internal characters have been established at *Aulacothyris rüdti* (Bittner). Otherwise the study of the internal characters is rendered difficult by crystallization of specimens. The material is preserved in the form of cores, sometimes with remnants of the shell.

On the basis of comparison with the occurrence of the described fauna in Triassic facies of the Eastern Alps 66 % of species have been established to be found in the San Cassian Beds, 40 % in the Cardita Beds, 33 % in the Jägerhaus Limestones near Baden, which are equivalent to the San Cassian Beds, 20 % in the Raibl Member and 0,6 % each in the Opponitz Limestones, Reingraben, Wengen Beds and Pachycardia Tuffs.

### *Terebratula* Müller, 1776 sensu lato

Type-species *Anomia terebratula* Linné, 1785 (p. 703). Pliocene: Italy.

### „*Terebratula*" aff. *sturi* Laube, 1865

Plate I, fig. 2

1865 *Terebratula Sturii* Laube — G. C. Laube: Die Fauna der Schichten etc., p. 4, tab. 11, fig. 2.
1890 *Terebratula* Sturi Laube — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 58
1920 *Terebratula Sturi* Laube — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 88.

Material: 37 specimens, among them 15 incompletely preserved from the Korytnica and bioherm limestones.

Dimensions (in mm): Length 19; width 13; thickness 11;

| | | |
|---|---|---|
| 15 | 10 | 8 |
| 18 | 13,5 | 9,5 |
| 14,5 | 11,5 | 7,5 |

Description. The outline is oval to trigonal, the length is greater than the width. Both valves are equably convex. The beak is low, strongly incurved, with blunt, distinct beak — ridges, between the beak-ridges and the brachial valve a depression is developed in the cardinal area. At the surface of the valves are visible regularly distributed growth-lines.

Remarks. The discussed form differs from „*Terebratula*" *sturi* Laube in having less sharp beak-ridges, otherwise it agrees in shape and mainly in the raised umbonal region of the brachial valve.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian, Southern Alps — San Cassian Beds, southern Italy, Roumania — island Popina.

Occurrence: Kačianka — locality no. 541, Lower Julian, S. of Liptovská Osada in the abandoned quarry-locality no. 892, Cordevolian and Lower Julian, and opposite to the quarry near the railway-locality no. 907, Lower Julian, SE of Ludrová, in the road-cut, locality no. 371, Lower Julian.

## „*Terebratula*" *ladina* Bittner, 1890

1890 *Terebratula ladina* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 61, tab. 1, fig. 4.

1920 *Terebratula ladina* Bittner — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 85.

Material: 1 completely preserved specimen from the Korytnica Limestones. Dimensions (in mm): Length 20; width 16; thickness 10;

Description. The outline is oval, the length is greater than the width, maximum width and thickness are in half the length of valves, the brachial valve is more convex, raised, the pedicle valve is flattened to slightly depressed in the anterior part. The beak is wide, gently curved, with blunt beak-ridges. Concentric growth-lines are well visible in the anterior part.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian, Southern Alps — San Cassian Beds.

Occurrence. SE of Ludrová in the road — cut, locality no. 371, Lower Julian.

## „*Terebratula*" *neglecta* Bittner, 1890

1890 *Terebratula neglecta* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 60, tab. 1, fig. 3.

1910 *Terebratula neglecta* Bittner — R. Wilckens: Paläontologische Untersuchung etc., p. 112, tab. 4, fig. 16.

1920 *Terebratula neglecta* Bittner — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 86.

Material: 7 completely preserved specimens from the Korytnica Limestones

| Dimensions (in mm): | Length | width | thickness |
|---|---|---|---|
| | 17; | 12; | 8; |
| | 15,5 | 11 | 8 |
| | 13 | 10 | 7 |

Description. The outline is trigonal, the length is greater than the width, both valves are gently convex, the maximum width is at the anterior margin, the maximum thickness in the posterior part. At the anterior margin the valves are touching under a sharp angle. The beak is suberect, with blunt beak-ridges.

Stratigraphical and geographical distribution: Ladinian and Carnian in the Southern Alps — Lower San Cassian Beds, Pachycardia Tuffs, Carnian in Sicily and Dobrudzha.

Occurrence: SE of Ludrová in the road-cut, locality no. 371, Lower Julian.

## „*Terebratula*" *oppeli* Bittner, 1890

Plate I, fig. 1a, d

1890 *Terebratula Oppeli* Laube spec. (emend. Bittner) — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 86, tab. 2, fig. 18.

1920 *Terabratula Oppellii* Bittner — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 86.

Material: 5 completely preserved specimens from the Korytnica Limestones.

Dimensions (in mm): Length 16; width 10,5; thickness 9,5;
14 11 9
12 8 5

Description. The outline is trigonal to oval, the length is greater than the width, the valves are gently convex, the brachial valve more, raised to a rounded keel, its umbonal part projects above the cardinal margin. The pedicle valve is also raised in the posterior region, but less than the dorsal one. The beak is suberect, with blunt beak-ridges. At the surface of valves alternating thicker and finer concentric growth-lines are to be observed.

Remarks. The species is characteristic in having a longer projecting beak and projecting part of the dorsal valve.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian, Southern Alps — San Cassian Beds.

Occurrence: SE of Ludrová in the road-cut, locality no. 371. Lower Julian.

## „*Terebratula*" aff. *pyriformis* Suess, 1854

Plate I, fig. 3, plate II, fig. 1

1890 *Terebratula* aff. *piriformis* Suess — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 157, tab. 39, fig. 12, 13, 14.

1892 *Terebratula* aff. *piriformis* Suess — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag I., p. 20, tab. 2, fig. 21.

1920 *Terebratula* sp. ind. aff. *piriformis* (Suess) — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 87.

Material: 1 completely and 1 incompletely preserved specimen from the Korytnica Limestones.

Dimensions (in mm): Length 28; width 19; thickness 14;

Description. The outline is pentagonal, the length is greater than the width, the maximum width is in one third of length from the beak, maximum thickness in half the length. The pedicle valve is more convex than the brachial one. The beak is suberect, low, with blunt beak-ridges. Concentric growth-lines are distributed at greater distances.

Remarks. The described form differs from the illustration of A. Bittner (1890, fig. 12) in having the maximum width in the posterior region and less

raised brachial valve in the anterior region, whilst his specimen has the maximum width near the anterior margin. Another specimen of A. Bittner (1892, fig. 21) has the maximum width in half the length and a lesser length.

Stratigraphical and geographical distribution: Carnian — upper part of the marly complex, Northern Alps — Cardita Beds, Jägerhaus Limestones, Bosnia, Himalayas.

Occurrence: S of Liptovská Osada in the abandoned quarry — locality no. 892, Lower Julian.

*Aulacothyris* Douvillé, 1879

Type-species *Terebratula resupinata* J. Sowerby, 1816 (p. 116). Liassic: England.

*Aulacothyris subangusta* (Muenster, 1841)

1865 *Waldheimia subangusta* Münster — G. C. Laube: Die Fauna der Schichten etc., p. 9, tab. 11, fig. 11.

1871 *Terebratula subangusta* — F. A. Quenstedt: Die Brachiopoden, p. 175, tab. 41, fig. 87.

1890 *Waldheimia subangusta* Münst. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 63, tab. 1, fig. 9.

1913 *Waldheimia (Aulacothyris) subangusta* (Mnstr. sp.) Laube — F. Toula: Die Kalke vom Jägerhause etc., p. 100, tab. 6, fig. 34—35.

1920 *Aulacothyris (Camerothyris) subangusta* Muenster — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 102.

Material. 1 completely preserved specimen from the Korytnica Limestones. Dimensions (in mm): Length 11; width 11; thickness 4,5;

Description. Circular in outline, the length and width are equal, the maximum width and thickness are in half the length of valves. The pedicle valve is fairly convex, raised in the middle, the brachial valve is flat. The beak is low, wide, strongly incurved.

Remarks. The illustration of F. A. Quenstedt (1871) differs from our form in deepened brachial valve, pentagonal outline, greater length in relation to width. The described form agrees with the illustration of A. Bittner (1890, fig. 9) designated as *Waldheimia subangusta* Münst. spec. *var. opercularis*. Moreover, this author distinguished *Waldheimia subangusta (sejuncta) var. galeata* with still more incurved beak and strongly convex pedicle valve. Our specimen also agrees with fig. 34 of F. Toula (1913), his fig. 35 shows a greater length.

Stratigraphical and geographical distribution. Ladinian and Carnian in the Eastern Alps — San Cassian Beds, Jägerhaus Limestones, Carnian in Sicily, Ladinian in Dobrudzha.

Occurrence: S of Liptovská Osada in the abandoned quarry, locality no. 892, Lower Julian.

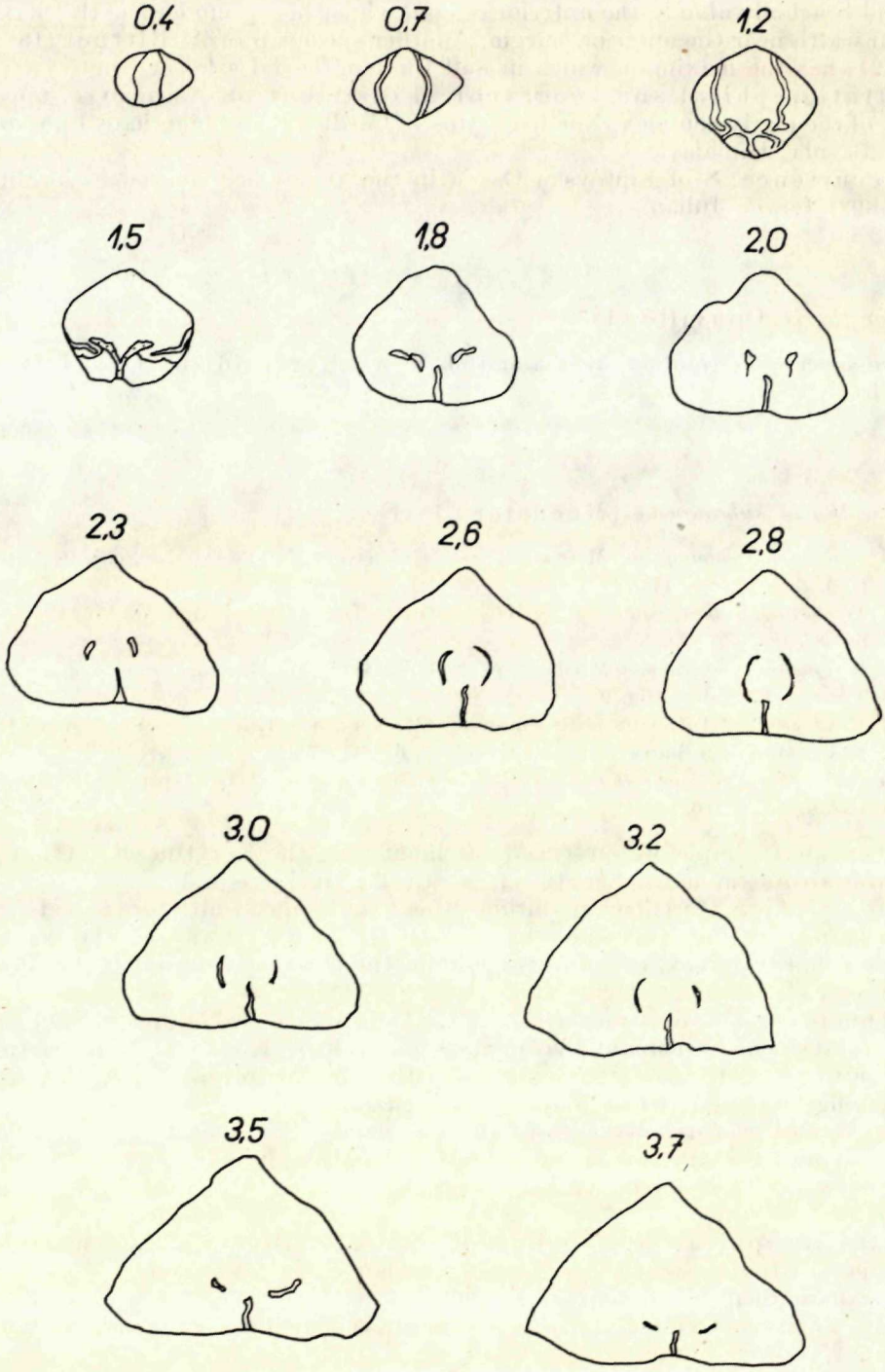



Fig. 4 Serial sections of the posterior part of *Aulacothyris ruedti* (Bittner), SE of Ludrová, in the road-cut, locality no. 371. Original length 113 mm.

*Aulacothyris ruedti* (Bittner, 1892)
Plate II, fig. 2, 3a, d, plate III, fig. 4, text.-fig. 4

1892 *Waldheimia (Aulacothyris)* Rüdti nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag I, p. 19, tab. 3, fig. 30.
1920 *Aulacothyris* Rüdti Bittner — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 102.

Material: 61 specimens, 35 of them incompletely preserved, from the Koryt-nica Limestones.
Dimensions (in mm):
length: 20, 18, 19, 17, 16, 13
width: 13, 12, 14, 11, 11, 10
thickness: 12, 12, 12, 11, 7,5, 7

Description. The outline is pentagonal, the length is greater than the width, the maximum width is in the first to second third of length below the beak, toward the anterior margin the shell is fairly narrowing, the maximum thickness is in half the length. The pedicle valve is highly convex, elevated into a high rounded keel, the brachial valve forms a shallow sulcus. The beak is low, strongly incurved, hiding the delthyrium, with short, indistinct beak-ridges. At the surface of valves alternating thicker and finer concentric growth-lines are to be observed.

Internal characters. Pedicle valve. — The delthyrial cavity is quadrate in cross-section, the dental lamellae are dorsally divergent. The hinge — teeth are obliquely directed inward, ventrally surrounded by the inner socket-ridges. Brachial valve. — The inner socket-ridges are long and distinct, the outer socket-ridges are less distinct, the sockets are wide. The median septum is long, the septalium shallow, the crural bases are ventrally directed.

Remarks. The described form generally agrees with the specimen of A. Bittner (1892), however, differing in lesser width when compared to length and in a more incurved beak. Similar in shape is *Aulacothyris compressa* Bittner from the Norian, which differs in less narrowing shell near the anterior margin and in a lower and broader keel at the pedicle valve.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian, Southern Alps — Raibl Member and Cardita Beds.

Occurrence: S of Liptovská Osada in the abandoned quarry — locality no. 892, Lower Julian, SE of Ludrová above the brook — locality no. 369, Lower Julian, SE of Ludrová in the road-cut — locality no. 371, Lower Julian.

*Cruratula* Bittner, 1890

Type-species *Waldheimia eudora* Laube, 1866 (p. 8). Middle to Upper Triassic: San Cassian, Southern Alps.

*Cruratula carinthiaca* (Rothpletz, 1886)
Plate III, fig. 1a—b

1886 *Terebratula Carinthiaca* n. sp. — A. Rothpletz: Geologisch-palaeontologische Monographie etc., p. 116, tab. 15, fig. 2, 3.

1890 *Waldheimia (Cruratula) carinthiaca* Rothpl. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 67, 127, tab. 1, fig. 15, tab. 4, fig. 17.
1920 *Cruratula carinthiaca* Rothpletz — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 94.

Material: 1 completely preserved specimen from the Korytnica Limestones. Dimensions (in mm): Length 20,5; width 14; thickness 11;

Description. The outline is oval to pentagonal, the length greater than the width. The widest part of the shell is close to the anterior margin. The pedicle valve is strongly convex, elevated into a keel, the brachial valve is slightly convex, with a wide and shallow sulcus. The beak is low, strongly incurved, with indistinct beak-ridges. At the surface of valves are visible concentric growth-lines, particularly distinct and more densely distributed near the anterior margin.

Stratigraphical and geographical distribution. Ladinian and Carnian in the Southern Alps — San Cassian Beds and Raibl Member, Vilser Alpen — Raibl Member, Bakony.

Occurrence: SE of Ludrová above the brook, locality no. 369, Lower Julian. In the Carpathians also from the Mt. Ostrý vrch in the Malé Karpaty Mts.

*Rhynchonella* Fischer, 1809 sensu lato

Type-species *Rhynchonella loxiae* Fischer, 1809, (p. 35). Upper Jurassic: Moscow area, USSR.

*"Rhynchonella" cornaliana* Bittner, 1890

1890 *Rhynchonella Cornaliana* nov. nom. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 103, tab. 3, fig. 17, 18.

Material: 1 completely preserved specimen from the Korytnica Limestones. Dimensions (in mm): Length 12; width 11, thickness 3,5;

Description. Trigonal in outline, the length is greater than the width, the maximum width is near the anterior margin, the maximum thickness in half the length of valves. The valves are flat, only the dorsal valve is gently convex in the posterior region, neither sinus nor fold are distinct. The ribs are short, developed only near the anterior margin, 6—7 in number. The beak is massive, little projected.

Stratigraphical and geographical distribution: Carnian, Southern Alps — San Cassian Beds.

Occurrence: SE of Ludrová in the road-cut, locality no. 371, Lower Julian.

*Sakawairhynchia* Tokuyama, 1957

Type-species *Sakawairhynchia tokomboensis* Tokuyama, 1957 (p. 126). Carnian: Japan.

*Sakawairhynchia arpadica* (Bittner, 1890)

1890 *Rhynchonella arpadica* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 160, tab. 37, fig. 17.
1892 *Rhynchonella cannabina* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag I., p. 18, tab. 4, fig. 22.
1920 *Rhynchonella arpadica* Bittner — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 122.
1970 *Sakawairhynchia arpadica* (Bittner) — Detre Cs.: Oslénytani és üledékföldtani vizsgálatok, etc., p. 177.

Material: 1 specimen with damaged lateral part from the Korytnica Limestones and 1 completely preserved specimen from bioherm limestones.
Dimensions (in mm): Length 9; width 9; thickness 6;
11; 12,5; 8;

Description. The outline is pentagonal, the length and width are equal, the widest part of valves is in the half of length, maximum thickness somewhat above the half. The valves are moderately convex, the brachial a little more in the posterior region, the sinus of the pedicle valve is slightly indicated, the fold of the brachial valve indistinct. The ribs begin nearly in one third of the length from the beak, are distinct, rounded, 11—17 in number 5—7 of them in the fold. The beak is slightly incurved, short, with long, blunt beak-ridges. There are narrow impressed planareas on either side of the shell.

Remarks. The described form agrees with the illustration of A. Bittner (1890). Similar in shape is „*Rhynchonella*" *carantana* Bittner having even less distinct sinus and fold and ribs extending nearer to the umbones.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian in the Bakony Mts. of Hungary — upper marly complex, which resembles the Raibl Member and Cardita Beds of the Eastern Alps.

Occurrence. West of Liptovská Osada, quarry near the bridge, E of the brook Revúca — locality no. 908, Lower Julian, S of Liptovská Osada in the abandoned quarry — locality no. 892, Cordevolian.

*Amphiclina* Laube, 1865

Type-species *Producta dubia* Münster, 1841. Triassic: Southern Alps.

*Amphiclina amoena* Bittner, 1890

1890 *Amphiclina amoena* nov. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 117, 122, tab. 30, fig. 13—16, tab. 40, fig. 1—3.
1920 *Amphiclina amoena* Bittner — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 78.

Material: 3 completely preserved specimens from the Korytnica limestones.
Dimensions (in mm): Length 9,5; width 11;
10 10
10 11

Description. Pentagonal in outline, the width and length are equal or the width is greater than the length, the maximum width being in the posterior region. The pedicle valve is convex, raised in the central part. On the raised part there is a depression, which begins below the beak. The raised central part is separated by furrows from the lateral parts. The beak is short and wide. The brachial valve is concave and reflects the unevennesses of the pedicle valve — to its elevations correspond depressions here.

Remarks. The described form mostly resembles A. Bittner's (1890) figs. 15—16 in pl. 30. His fig. 13 differs from our specimens in having a straight cardinal margin. His figs 1—3 in pl. 40 differ in having a shorter sinus of the pedicle valve, fig. 2 in being wider. Similar in shape is *Amphiclina laubei* Bittner, which, however, has a more raised central part of the pedicle valve and a shorter sinus developed in the anterior region only.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian, Styria and Carinthia — Cardita Beds and Raibl Member, Jägerhaus Limestones near Baden, northern Italy — coral limestones.

Occurrence. S of Liptovská Osada in the abandoned quarry — locality no. 892, Lower Julian. In the West Carpathians also known from the Klippen Belt near Púchov.

*Diploporella* Bittner, 1890

Type-species *Terebratula wissmanni* Münster, 1841 (p. 64). Triassic: Southern Alps.

*Diploporella wissmanni* (Muenster, 1841)

1865 *Spirigera Wissmannii* Münster sp. — G. C. Laube: Fauna der Schichten etc., p. 15, tab. 12, fig. 5.

1890 *Spirigera Wissmanni* Münst. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 148, tab. 2, fig. 6—9, tab. 29, fig. 22.

1892 *Spirigera (Diplospirella) Wissmanni* Münst. spec. — A. Bittner: ibid. Nachtrag I, p. 27, tab. 2, fig. 6.

1920 *Diplospirella Wissmanni* Graf zu Muenster — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 67.

Material: 5 specimens, 3 of them incompletely preserved, from the Korytnica Limestones.

Dimensions (in mm): Length 11; width 11; thickness 6;
10 8 5

Description. The outline is circular to pentagonal, the width and length are equal, the widest and thickest part of the shell is in the posterior region. The brachial valve is most convex in the posterior region, the pedicle valve is equably convex. The beak is low, suberect, with blunt beak-ridges. At the valves surface relatively densely distributed concentric growth-lines are visible.

Remarks. The discussed form resembles fig. 5 of G. C. Laube (1865),

which has no sinus developed on the pedicle valve. It is similar to A. Bittner's (1890) fig. 6 in pl. 2, however, differing in having the greatest width in the posterior, nearer to the middle of the valves, it agrees in shape with his fig. 22 in pl. 29. G. C. Laube (1865) mentioned in the description at a part of his specimens a sinus on the pedicle valve, which is lacking at our form.

Stratigraphical and geographical distribution. Ladinian and Carnian, Northern Alps — Cardita Beds near Admont, the so called „Cassian" Beds in the Alps of Bavaria, Southern Alps — San Cassian Beds, light-coloured limestones in southern Carinthia, Bakony Mts. in Hungary, southern Italy.

Occurrence. Kačianka — locality no. 541, Lower Julian, S of Liptovská Osada in the abandoned quarry, locality no. 892, Lower Julian. In the West Carpathians also found at the northern slope of the Mt. Havranica, at Lančár in the Malé Karpaty Mts.

*Anisactinella* Bittner, 1890

Type-species *Terebratula quadriplecta* Münster, 1841 (p. 58). Triassic: Southern Alps.

*Anisactinella quadriplecta* (Muenster, 1841)

Plate IV, fig. 4

1841 *Terebratula quadriplecta* — G. Graf zu Münster: Beiträge zur Geognosie etc. p. 58, tab. 6, fig. 9, 10.

1865 *Retzia quadricosta* — G. C. Laube: Die Fauna der Schichten etc., p. 22, tab. 13, fig. 6.

1871 *Terebratula quadriplecta* Münster — F. A. Quenstedt: Die Brachiopoden, p. 178, tab. 41, fig. 95—96.

1890 *Spirigera quadriplecta* Münst. sp. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 84, 91, 113, 157, tab. 37, fig. 22—24, tab. 38, fig. 4—6.

1920 *Anisactinella quadriplecta* Graf zu Muenster — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 66.

Material: 15 specimens, 9 of them incompletely preserved, without beak, from the Korytnica and bioherm limestones.

Dimensions (in mm): Length 12; width 9; thickness 7;
11 11,5 7
10,5 10 6

Description. The outline pentagonal, the length is greater than the width, the maximum width is near the anterior region, the maximum thickness in the posterior region. Both valves are moderately convex, there is a sulcus on the pedicle valve and a fold on the brachial valve. The ribs are strong, rounded, 3 on the fold, 2 in the sinus, 1 each in lateral regions. The ribs in the sinus and fold are narrower and more densely spaced than on the sides of shell. The beak is low, suberect, with blunt, short beak-ridges.

Remarks. The described form agrees in shape with fig. 22—24, plate 37 in A. Bittner (1890) — var. *euplecta*, his figs. 4, 5 in pl. 38 differ from our form in having even stronger lateral ribs and greater width. According to this author are also distinguished *var. costosa* with median ribs as strong as lateral ones, *var. obliterans*, when the weak median rib of the brachial valve completely disappears and the other ribs tend to disappear too- pl. 38, fig. 6; *var. tricostata* — when the sculpture of the brachial valve corresponds to that of the pedicle one with only the median rib of the brachial valve disappearing; *var. confluens* with disappearing median rib of the brachial and median sulcus of the pedicle valve, the two median ribs of which have coalesced into one broad median rib. F. A. Quenstedt (1871) figured forms with one median rib on the pedicle valve.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian, Southern Alps — San Cassian Beds, Bakony Mts. in Hungary, Upper Triassic in New Caledonia.

Occurrence. S of Liptovská Osada in the abandoned quarry — locality no. 892, Cordevolian, SE of Ludrová above the brook — locality no. 369, Lower Julian. In the West Carpathians also found at Poniky in the highlands Zvolenská vrchovina.

*Euractinella* Bittner, 1890

Type-species *Terebratula contraplecta* Münster, 1841 (p. 59). Triassic: Southern Alps.

*Euractinella contraplecta* (Muenster, 1841)

1841 *Terebratula contraplecta* — G. Münster: Beitrag zur Geognosie etc., p. 59, tab. 9, fig. 2.

1890 *Spirigera contraplecta* Münst. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 82, tab. 2, fig. 15—17.

1913 *Spirigera contraplecta* Bittner var. — F. Toula: Die Kalke vom Jägerhause etc., p. 95, tab. 5, fig. 22.

1920 *Euractinella contraplecta* Graf zu Muenster — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 68.

Material: 1 completely preserved specimen from the Korytnica Limestones. Dimensions (in mm): Length 8; width 7; thickness 4;

Description. Oval to trigonal in outline, the length and width are nearly equal, the maximum width is near the anterior margin, the maximum thickness in half the length of valves. Neither sinus nor fold are developed, on both valves there is a narrow sulcus extending from the posterior region to the anterior margin. The beak is upright with blunt beak-ridges reaching one third of length.

Remarks. The mentioned form agrees with A. Bittner's fig. 17 (1890). His fig. 15 differs in having broad ribs on the valves and greater dimensions. The illustration of A. Toula (1913) is wider and has a shallower sulcus of the pedicle valve.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian in the Eastern Alps — San Cassian Beds, Jägerhaus Limestones, Anisian in the Dinarides, Upper Triassic in New Caledonia.

Occurrence. S of Liptovská Osada in the abandoned quarry — locality no. 892, Lower Julian. From the West Carpathians also known at Predhorie in the Strážovská hornatina Mts.

*Dioristella* Bittner, 1890

Type-species *Terebratula indistincta* von Beyrich, 1862 (p. 34). Triassic: Northern Alps.

*Dioristella indistincta* Beyrich, 1862
Plate III, fig. 2, 3a, c, plate IV, fig. 1

1865 *Terebratula indistincta* Beyrich — G. C. Laube: Die Fauna der Schichten etc., p. 6, fig. 4—6.
1890 *Spirigera indistincta* Beyr. spec. — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 59, 86, 113, tab. 29, fig. 28—31.
1920 *Dioristella indistincta* Beyrich — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 65.

Material: 85 specimens, 28 of them are incompletely preserved, from the Korytnica and bioherm limestones.

Dimensions (in mm): Length 9; width 5,7; thickness 5;

| | | |
|---|---|---|
| 8 | 7 | 5 |
| 7 | 7 | 5 |
| 9 | 8 | 7 |

Description. The outline is pentagonal, the length is greater than the width, the maximum width is near the anterior margin, the maximum thickness in half the length of valves. The brachial valve is more convex in the umbonal region, the pedicle valve is flattened in the anterior part. The beak is low, suberect, with long, blunt beak-ridges extending to the anterior region, between the beak-ridges and brachial valve there is a depression in the cardinal region. At the surface of valves concentric growth-lines are visible, with more densely spaced finer lines between the thicker ones.

Remarks. The described form resembles the illustrations of G. C. Laube (1865), differs in lacking a sinus in the anterior part of the pedicle valve. The specimens of A. Bittner display greater thickness of valves.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian, Southern Alps — San Cassian Beds, coral limestone of the Wengen Beds, Northern Alps — the so called "Cassian Beds" of the Bavarian Alps, Cardita Beds, Opponitz Limestones, black limestones in the Reingraben Shales, Bakony Mts., Sicily.

Occurrence. S of Liptovská Osada in the abandoned quarry — locality no. 892, Cordevolian and Lower Julian, and opposite to the quarry near the railway — locality no. 907, Lower Julian, SE of Ludrová above the brook — locality no. 369, Lower Julian, SE of Ludrová in the road — cut, locality no.

371, Lower Julian. In the West Carpathians also found from Predhorie in the Strážovská hornatina Mts.

*Spiriferina* d'Orbigny, 1847

Type-species *Spiriferina walcotti* Sowerby, 1823 (p. 106). Liassic: Bath, England.

*Spiriferina gregaria* Suess, 1867
Plate IV, fig. 2, 3a—c.

1889 *Spiriferina gregaria* Suess — S. v. Wöhrmann: Die Fauna der sogenannten Cardita — und Raibler Schichten etc., p. 197, tab. 5, fig. 24—27.
1890 *Spiriferina gregaria* Suess — A. Bittner: Brachiopoden der alpinen Trias, p. 140, tab. 28, fig. 14—19.
1913 *Spiriferina gregaria* (Suess) Bittner var. — F. Toula: Die Kalke vom Jägerhause etc., p. 93, tab. 5, fig. 19.
1920 *Spiriferina gregaria* Suess — C. Diener: Fossilium Catalogus, p. 47.

Material: 19 specimens, among them are 6 only pedicle and 1 only brachial valves preserved, from the Korytnica Limestones.
Dimensions (in mm): Length 14; width 13; thickness 9;
14 12 8

Description. Trigonal in outline, the length is greater than the width, the largest and thickest part of the shell is in the posterior region of the brachial valve. The brachial valve is more convex than the pedicle one, with a narrow, high fold separated by furrows from the lateral parts. The pedicle valve is longer than the brachial one by one third to half, with a narrow sulcus, a wide trigonal area is there below the beak. The ribs are distinct, rounded, there is one middle rib in the fold, from which two lateral ribs are branching off, 4 ribs in the sulcus, branching from the lateral ribs. In the lateral regions there are 7—9 ribs on either side. The ribs in the sulcus and fold are less strong than the lateral ones. The beak is wide, suberect, Concentric growth — lines are visible near the anterior margin.

Remarks. The described form agrees with the figures of A. Bittner (1890), however, differs in larger number of lateral ribs 7—9, in contrast to 5—6 to 7. Similar externally is *Spiriferina lipoldi* Bittner, from which it differs in greater size, less incurved beak, a higher area, less convexity of the brachial valve, the number of ribs in the fold and sulcus, with 2 ribs in the fold, 1 proper rib in the sinus at the latter.

Stratigraphical and geographical distribution. Carnian, Eastern Alps — Jägerhaus Limestones, Cardita Beds, Bakony Mts., Himalayas.

Occurrence. S of Liptovská Osada in the abandoned quarry — locality no. 892, Lower Julian, SE of Ludrová above the brook — locality no. 369, Lower Julian, SE of Ludrová in the road-cut — locality no. 371, Lower Julian. In the West Carpathians also known from Šipkov in the Strážovská hornatina Mts.

*Spiriferina* sp.

Material: 1 pedicle valve from the Korytnica Limestones.

Description. Pentagonal to oval in outline, the length and width are equal, the valve is flat with indistinct sulcus. The ribs are fine below the beak, branching, toward the anterior margin becoming broader, rounded, 8 in number, in the sinus 4 fine ribs are visible in the posterior part, disappearing in the middle of the valve. The beak is low, wide. At the shell surface alternating thicker and densely spaced fine concentric growth-lines are to be observed.

Remarks. Similar shape and ornamentation displays *Spiriferina mojsisovicsiana* Klipst. from the Carnian of San Cassian, differing in greater width.

Occurrence. SE of Ludrová above the brook-locality no. 369, Lower Julian.

## Bivalves and gastropods

The fauna of bivalves and gastropods from the Raming and Korytnica Limestones at the described localities, compared with brachiopods and calcareous sponges is poorer as in the number of species as in specimens. Its preservation is less convenient too and on account of that at several specimens the genus was determined only. The two best preserved specimens, both new species, were kindly delivered to us for determination by Prof. Dr. M. Mišík and we express him our thanks in this way. For the mentioned reasons among the association of these organisms brachiopods and calcareous sponges played a more important part, concerning mainly the determination of the stratigraphic position of the described complexes. The bivalves and gastropods permit to get a more complete picture of this association.

In systematic classification of the described fauna and application of taxa we kept to the work „Treatise on invertebrate paleontology" (1969).

## Bivalvia

*Eumorphotis* Bittner, 1900

Type-species: *Pseudomonotis telleri* Bittner, 1899 (p. 710). Lower Triassic (Werfenian): Bokhara, Southern Alps.

*Eumorphotis sp. n.*
Plate V, fig. 6

Material: One left valve from the crinoidal-coral layers of the Korytnica Limestones.

Dimensions (in mm): height = 10,5; length 9,5
length of hinge margin = 6

Description. Small valve, with height only a little exceeding the length; both lateral as well as the lower side are rounded. In the central, mainly apical region, moderately convex and its small, pointed beak is inclined above the hinge line. The latter ist straight and takes 57 % of total length. Both auricles continue from the valve body, not distinctly separated from it, the trigonal anterior is somewhat larger than the posterior one.

The surface sculpture is radial and concentric. The radial ribs about 40 in number at the ventral margin are distinguished into the primary, secondary and tertiary ones. The primary ribs begin at the beak and are equably distributed at the surface, separated by quite broad interspaces. In the middle of the latter is always found one secondary rib, beginning close below the beak, only little weaker than the primary ribs. With a magnifying glass in the lower valve half between each primary and sedoncary rib is visible still one (rarely two) almost line-shaped tertiary rib. This regular alternation of ribs is only interrupted below the posterior auricle, where six ribs similar to the secondary ones are densely spaced. Other three continue to the posterior auricle. The radial ribs of the anterior auricle are finer. The concentric sculpture is composed of fine growth-lines, which are crossing the radial ribs and form together a reticulated pattern, however, visible under the magnifying glass only. On the primary and secondary ribs the concentric lines form fine knots. On both auricles the concentric sculpture appears in the shape of vertical growth-lines.

Remarks. The described specimen does not resemble any of the species known so far. As we do not know its right valve, we dare not distinguish it as a new species.

Occurrence. SE of Ludrová above the brook — locality no. 396. In the association of the brachiopods of the Lower Julian.

*Ornithopecten* Cox, 1962

Type-species: *Aviculopecten bosniae* Bittner, 1903 (p. 592—593). Middle Triassic: Dinarides (Grk near Čevljanovič — Bosnia).

*Ornithopecten liptovensis* Kochanová sp. n.
Plate V, fig. 1, 4

Holotype: The specimen figured in plate 5, figs. 1 and 4 is found in the collections of the Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava under inv. no. NT — 1.

Derivatio nominis: According to the occurrence in the geographical area of Liptov.

Locus typicus: Korytnická dolina Valley S of Liptovská Osada.

Stratum typicum: Grey bioherm limestones in the underlier of the Korytnica Limestones — Cordevolian (on the basis of sponges and brachiopods).

Diagnosis. Valve of semicircular outline with a long hinge margin, provided with two unequal auricles. The surface sculpture is formed by fourty

radial ribs, among which, according to thickness and height at which they start, the primary and intercalated secondary and tertiary ones may be distinguished. At regular greater distances they are crossed by conspicuos concentric lines, forming a reticulated pattern. The smaller anterior auricle bears only a concentric sculpture, whilst the posterior has a sculpture similar to the valve body.

Material: One left valve, damaged at the posterior part of the ventral margin, from grey bioherm limestones.

Dimensions (in mm): height = 14,5 length = 9,5
length of hinge margin = 12

Description. The valve of a semicircular outline with equably rounded lateral and ventral margins is very moderately convex in its central part. Its wider beak, being of central position regarding to the total shape of the valve, does not overtop the long, straight hinge line, which takes 64,5 % of total length. On both sides of the beak there are the auricles. The shorter anterior one is considerably depressed against the valve body and so distinctly separated. The posterior auricle, more than three times longer, is developed in the shape of a wing as its gently depressed continuation. Due to its notched anterior margin it projects into a short sharp end.

The surface sculpture is very distinct. It consists of fourty radial ribs distinguished into three groups according to their thickness and place, where they start to appear. The strongest fan-shaped primary ribs begin from the beak and are separated by wide, flat interspaces. In their middle about 5 mm below the beak, starts one secondary rib; first weaker, it becomes thicker toward the ventral margin so that there is almost no difference between the primary and secondary ribs. All remaining spaces contain one tertiary rib. In contrast to the foregoing ones they are considerably weaker and present in the lower half of valve only. Another sculpture element are the growth-lines. About thirteen concentric lines at equable distances, approximately as thick as the secondary radial ribs, cover the surface and with the radial sculpture form a pattern of thin network. Where they cross the radial ribs small knots come to appearance. They are mainly conspicuous in the anterior region. Beside that, under magnifying glass very fine densely spaced growth-lines are visible in the interspaces. In regard to the sculpture of auricles it is quite different. At the anterior auricle it consists of short growth-lines only, whilst at the posterior it is rather similar to the sculpture of the valve. It is composed of three week radial ribs and marked concentric lines, which continue from the valve body and form a bend parallel to the notched auricle margin.

Remarks. The described specimen is ranged among relationship of *Ornithopecten triadicus* (Salomon, 1895, p. 147—152, pl. 4, fig. 35). However, it differs from it as well as from other known species in sculpture — larger number of radial ribs and the presence of tertiary ribs. As far as it may be concluded from the illustration, in the character of sculpture it resembles also the specimen mentioned by F. Toula (1913, p. 6, fig. 41) as *Halobia (Daonella?)* sp. from the limestones at Jägerhaus. Since we do not know any species the described specimen can be identified with, although only one valve is available to us, we distinguish it as a new species for its uncommonly good preservation.

Occurrence. In the abandoned quarry S of Liptovská Osada — locality no. 892, Cordevolian on the basis of calcareous sponges.

*Halobia* Bronn, 1830

Type-species: *Halobia salinarum* Bronn, 1830 (p. 284). Upper Triassic: Austria

*Halobia* cf. *rugosa* Gümbel, 1861
Plate VI, fig. 6

1861 *Halobia rugosa* — C. Guembel: Geognostische Beschreibung etc., p. 275 (non vidi, fide C. Diener).
1874 *Halobia rugosa* Gümbel — E. Mojsisovics: Ueber die triadischen etc., p. 31—32, tab. 4, fig. 7, 8.
1923 *Halobia rugosa* Guembel — C. Diener: Fossilium Catalogus pars 19, p. 58 (cum syn).
1931 *Halobia rugosa* Gümbel — A. Kutassy, ibidem, pars 51, p. 290 (cum syn.).

Material: Two incomplete cores of two valved specimens, with sculpture largely worn off, one incomplete right valve and five fragments from dark thin-banked layers of the Korytnica Limestones.

Remarks: The specimens coming from the described locality, although relatively poorly preserved, show most resemblance to the mentioned species. Their outline is subtetragonal with predominating length. One part of the valves corresponding to the juvenile stage is convex, only with concentric rugosities. The radial sculpture begins only at a certain distance from the beak and consists of fine densely spaced undulate radial ribs, among which some rib is stronger developed. However, because of considerable wear of the surface their arrangement into bundles is not distinct and also the auricle is unclear.

Stratigraphical and geographical distribution: Carnian, mainly the zone with *Carnites floridus* from the Northern and Southern Alps, Bakony Mts. and Carpathians.

Occurrence: In the abandoned quarry S of Liptovská Osada — locality no. 892, Lower Julian.

In the West Carpathians known also from the Lunz Member in the mountain ranges: Malé Karpaty, Strážovská hornatina, Nízke Tatry and Slovenské rudohorie.

*Chlamys* Bolten, 1798

Type-species: *Pecten islandicus* Mueller, 1776 (p. 248). Recent: cosmopolitan.

*Chlamys* sp.
Plate V, fig. 5

Material: One right valve broken before sedimentation, damaged in the posterior region, with incompletely preserved auricles and largely worn surface, from grey crinoidal-coral layers of the Korytnica Limestones.
Dimensions (in mm): height = 21 length = 21
length of hinge margin = 11

Description. The slightly convex valve is delimited first by a straight, then rounded anterior side, uninterruptedly continuing in the rounded lower side. At the posterior margin the outline is unclear. The small beak is situated in the middle of the straight hinge margin, gently inclined toward it but does not overtop its level. Both auricles are nearly equally large. The anterior side of the anterior auricle is obliquely truncated, however, the byssal notch cannot be observed. Fourteen radial ribs diverging from the beak are equably spaced on the surface and separated by relatively broad interspaces. In the anterior and central region one intercalating weaker secondary rib can be observed in the middle of each of them. Toward the posterior margin these ribs become much weaker. The remaining part of the interspaces is filled out with fine hairlike radial lines. The sculpture of auricles consists of radial ribs and equally strong densely spaced growth-lines. The latter are vertical at the posterior auricle, parallel with its anterior margin at the anterior. At the valve body concentric sculpture is not to be observed, however, possibly as a consequence of surface wear.

Remarks. The described specimen cannot be identified with any of the species known so far. In the character of sculpture it approaches mostly the species *Chlamys landranus* (Bittner, 1895, p. 166, pl. 19, fig. 21) but is not quite identical with it. The state of preservation as well as lacking second valve do not permit to describe the specimen as a new species.

Occurrence: SE of Ludrová in the road-cut — locality no. 371, in the association of the Lower Julian fauna.

*Pecten* Müller, 1776

Type-species: *Ostrea maxima* Linnaeus, 1758. Recent: Mediterranean Sea.

*Pecten? octoplicatus* Bittner, 1895
Plate VI, fig. 1, 2

1895 *Pecten octoplicatus* n. sp. — A. Bittner: *Lamellibranchiaten* ect., p. 162, tab. 19, fig. 19.
1923 *Pecten octoplicatus* Bittner — C. Diener: *Fossilium Catalogus*, pars 19, p. 77.

Material: One plaster cast got from an incomplete mould in grey crinoidal —coral layers of the Korytnica Limestones.

Remarks. Small valve about 6 mm high, is lacking the apical region with auricles so that neither convexity in this region nor which of the valves is concerned can be established. There is also no possibility given to verify correctness of assignment to the mentioned genus, therefore we preliminarily take it over from the author of the species. In spite of all these lacks it displays a characteristic sculpture, resembling the quoted species. There are eight marked radial ribs separated by broad interspaces and fine densely spaced sinuous growth-lines, which are mainly conspicuous in the interspaces.

Stratigraphical and geographical distribution. A. Bittner mentioned this species from San Cassian.

Occurrence. SE of Ludrová above the brook — locality no. 369, associated with brachiopods of the Lower Julian. In the West Carpathians also known from the Klippen Belt near Púchov.

*Pseudomonotis* Beyrich, 1862

Type-species: *Gryphites speluncarius* Schlotheim, 1820 (p. 292). Upper Permian: England.

*Pseudomonotis (= Prospondylus) sp.*
Plate V, fig. 3

Material: Two incomplete left valves and three fragments from grey crinoidal-coral layers of the Korytnica Limestones.

Remarks. The specimens available to us permit only generic classification on the basis of surface sculpture. It consists of more distinct radial, in places undulate ribs, diverging from the beak and of hairlike radial lines filling out the interspaces. For such specimens the authors Goldfuss (1838), Broili (1903), Waagen (1907), Schmidt (1928), Pčelinceva (1960) and Allasinaz (1966) in paleontological works about the Triassic apply the generic name Prospondylus. According to the latest comprehensive systematic and taxonomic work („Treatise" 1969) this name is a synonym of the generic name *Pseudomonotis*, however, which is only mentioned from the Carboniferous and Permian. The specimens of our material are not suitable to solve this problem.

Occurrence. SE of Ludrová in the road-cut — locality no. 371 in the association of the organisms of the Lower Julian.

*Lima* Bruguière, 1792

Type-species: *Ostrea lima* Linnaeus, 1758 (p. 421). Recent: Atlantic Ocean.

*Lima* cf. *alternans* Bittner, 1895
Plate VI, fig. 4

1895 *Lima alternans* n. sp. — A. Bittner: *Lamellibranchiaten* etc., p. 175, tab. 22, fig. 1, 2.

1923 *Lima alternans* Bittner — C. Diener: *Fossilium Catalogus*, pars 19, p. 102 (cum syn.).

Material: One damaged right valve from grey crinoidal-coral layers of the Korytnica Limestones.

Dimensions (in mm): height = 5,5, length = 5

Description. The only small valve from our material is little oblique, moderately convex in the central part. Its straight lateral sides pass into the

rounded ventral side, the anterior being longer than the posterior. The lunula is not observed because this part of the valve is covered with the rock. The posterior auricle is larger than the anterior. The surface sculpture consists of radial ribs covering the whole surface and distributed in the way that always one stronger rib alternates with one somewhat weaker and intercalating rib. This may be observed mainly in the posterior undamaged part of valve.

Remarks. In the character of sculpture the described specimen resembles the species *Lima alternans* Bittner, however, in outline the valve is less oblique so that it is not possible to identify them.

Stratigraphical and geographical distribution. A. Bittner (l.c.) mentioned it from St. Cassian, G. de Lorenzo (1896, p. 115) from the upper part of the Middle Triassic in the Lagonegro area.

Occurrence. SE of Ludrová in the road-cut — locality no. 371, in the association of organisms of the Lower Julian.

*Lima sp.* 1
Plate VI, fig. 5

Material: One damaged right valve without auricles from grey crinoidal-coral layers of the Korytnica Limestones.

Dimensions (in mm): height = 19 length = 14,5

Remarks. The state of preservation of this specimen permits only to state that the valve is oblique, largely convex in the central, mainly apical region. The surface sculpture is formed by about twenty radial sharp ribs diverging from the beak and extending to the margins. The interspaces are relatively narrow with one, two, rarely also three very weak to line-shaped intercalating ribs. The lunula cannot be observed, and also the auricles have not been preserved. The intercalating ribs in the sculpture of the described specimen are assigned to relationship with the species *Lima angulata* Muenster (1841, p. 73—74, pl. 6, fig. 30). However, there are considerable differences between them in general shape of the valves and much broader interspaces with one to five intercalating ribs at the species *Lima angulata.*

Occurrence. SE of Ludrová in the road-cut — locality no. 371, in the association of the organisms of the Lower Julian.

*Lima* sp. 2
Plate VI, fig. 3

Material: One left valve with fragment of the anterior auricle from grey crinoidal-coral layers of the Korytnica Limestones.

Description. The relatively poorly preserved specimen is represented by an oblique valve, moderately convex in the central part, with dimensions approximately 15 mm in height and 11 mm in length. The anterior auricle is a continuation of the valve body, however, its size cannot be established from the fragment. To the surface sculpture belong radial ribs (about seventeen), equably distributed on the surface, separated by equal or somewhat

broader interspaces. They are crossed by concentric growth-lines, more distinct at greater distances so that they seem to cause the interruption of the radial ribs. The remaining surface is covered with densely spaced, fine growth-lines, visible under the magnifying glass only. The concentric sculpture continues from the valve body to the auricle.

Remarks. In the outline and attachment of the anterior auricle the described specimen resembles the Liassic species *Antiquilima succincta* (Schlotheim 1813), however, differs in quite a distinct surface sculpture. We do not know any species the mentioned specimen could be identified with.

Occurrence. SE of Ludrová in the road-cut — locality no. 371, in the association of the organisms of the Lower Julian.

*Mysidioptera* Salomon, 1895

Type-species: *Mysidioptera ornata* Salomon, 1895 (p. 117). Ladinian: Southern Alps (Val di Rosalia).

*Mysidioptera submulticostata* Kochanová sp. n.
Plate V, fig. 2, 7

Holotype: The specimen figured in plate V, fig. 2 is found in the collections of the Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava, with inv. no. NT—2.

Derivatio nominis: Derived from *Mysidioptera multicostata* Bittner, 1901.

Locus typicus: Korytnická dolina Valley S of Liptovská Osada.

Stratum typicum: Korytnica Limestones — Lower Julian (on the basis of brachiopods, see fig. 5).

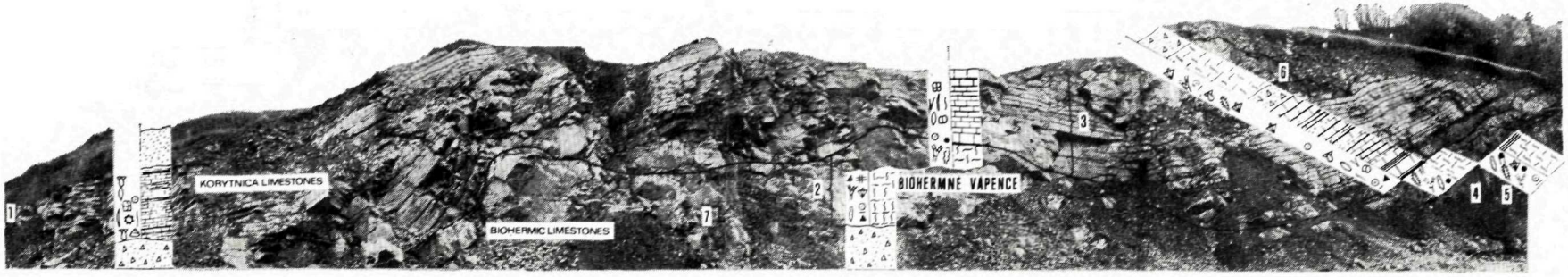
Diagnosis: The oval, fairly convex shell has a distinctly developed trigonal anterior auricle. The surface is covered with twenty-eight simple thick radial ribs, equably spaced throughout the surface and crossed by densely spaced growth-lines. On the auricle are found seven other radial ribs and its concentric sculpture is identical with that of the valve surface.

Material: One right valve, little damaged in the posterior part of the hinge margin, and two considerably damaged left valves without the anterior auricle and the upper layer of shell from the Korytnica Limestones.

Dimensions (in mm): Holotype: heigh t= 40 length = 28
length of hinge margin = 19 ?

Description. The valve of oval outline is highly convex in the central part with maximum in about its half the height. Toward the anterior side it is very steeply inclined, but toward the posterior and ventral sides somewhat more gently. Its prosogyrate beak is inclined above the hinge-line, exceeds it and is situated nearer to the anterior valve margin. Here is also found a distinct trigonal anterior auricle, forming with the dorsal margin the anterior shorter part of the hinge-line.

The surface sculpture consists of relatively thick radial ribs — finer on the auricle only, — and of fine dense growth-lines. The ribs, thirty-five in number,




BIVALVIA: 1
**Halobia cf. rugosa**

- echinoidy
- calcispongie
- krinoidy
- Tubiphytes obscurus
- koraly
- stromatopory
- brachiopody
- ostrakody
- globochaety
- ihlice hub /Spicules of sponges/
- vlákna (juv. bivalvií)
- bivalvia
- Aeolisaccus
- foraminifery
- radiolarie
- gastropody

- Biohermic limestones biohermné vápence /ladin/ + cordevol
- Dark grey limestones tmavosivé vápence
- Intercalations of calcareous shales vložky vápnitých bridlic
- Limestones with cherts vápence s rohovcami
- Intraclasts, breccias intraklasty, brekcie
- Scree sut

KORYTNICKÉ VÁPENCE (SP. JUL)

KORYTNICA LIMESTONES (LOW. JUL)

CALCAREOUS SPONGES VAPNITÉ HUBY 2
- Follicatena cautica
- Vesicocaulis depressus
- V. carinthiacus
- Cystothalamia bavarica
- Uvanella irregularis
- Cryptocoelia zitteli
- Stylothalamia dehmi

BIVALVIA: Ornithopecten liptovensis sp. n.

BRACHIOPODY: 3
- Dioristella indistincta
- Aulacothyris subangusta
- Diplospirella wissmanni
- Amphiclina amoena
- "Terebratula" aff sturi
- "Terebratula" aff pyriformis
- Aulacothyris rüdti
- Euractinella contraplecta
- Spiriferina gregaria

BIVALVIA: Misidioptera submulticostata sp. n.

BRACHIOPODY: 4
- "Terebratula" aff sturi
- Anisactinella quadriplecta
- Dioristella indistincta

ECHINOIDY: 5
- Cidaris dorsata
- Encrinus cassianus

6 Cidaris dorsata
Cidaris hausmani

7 "Rhynchonella" aff cannabina

seven of which are found on the auricle are equably distributed on the whole valve surface and separated by nearly equally broad interspaces. They all begin at the beak as weak, hardly visible ribs, grow strong to thick on the remaining surface and reach to the margins of valve. They are simple, only one of them in the anterior region is bisected by a longitudinal furrow. The ribs as well as the interspaces are crossed by very dense, fine growth-lines, with some more distinct among them. At the valve margins they give rise to the foliated stratification of the upper shell layer. Except for weaker radial ribs the auricle bears the sculpture of the valve body. We have not been able to release the hinge.

Remarks. At the described new species some of the characteristic features of several species are joined: e. g. *Mysidioptera multicostata* Bittner (1901, p. 62—63, pl. 2, fig. 3—5), *Mysidioptera similis* Bittner (1901, p. 63, pl. 2, fig. 7, 8) both described from the Carnian of the Bakony Mts., *Mysidioptera emiliae* Bittner (1900, p. 60—61, pl. 6, fig. 1—7) from the Ladinian — Carnian boundary in the Southern Alps and *Mysidioptera dubiosa* Bittner (1895, p. 199—200, pl. 22, fig. 19, 20) from St. Cassian. From the species *M. multicostata* it differs in convexity not only of the central but partly also of the posterior region of valves as well as in the smaller number of radial ribs. There are 28 ribs at *M. submulticostata* not including those on the anterior auricle, whilst at *M. multicostata* 30—40 in number. In having straight and deep interspaces it approaches the species *M. similis*, however, has quite a different anterior auricle and again a smaller number of radial ribs. With the species *M. emiliae* and *M. dubiosa* it has common mainly the character of concentric sculpture but differs in the total shape and number of radial ribs. *M. emiliae* bears 23 and *M. dubiosa* 16—17 of them, both also with the ribs on the auricle.

Occurrence. In the abandoned quarry S of Liptovská Osada — locality no. 892, Lower Julian.

## Gastropoda

### *Temnotropis* Laube, 1870

Type-species: *Sigaretus carinatus* Muenster, 1841 (p. 93). St. Cassian: Tyrol.

### *Temnotropis bicarinata* Laube, 1869

Plate VI, fig. 7

1869 *Temnotropis bicarinata* Laube — G. Laube: Die Fauna etc., p. 43, tab. 35, fig. 6.
1926 *Temnotropis tricarinata* Laube — C. Diener: Fossilium Catalogus, pars 34, p. 31 (cum syn.).

Material: One small incomplete shell from crinoidal-coral layers of the Korytnica Limestones.

Remarks. The low shell is built up of horizontal whorls, provided with two keels. It is correspondent with the illustration of F. Broili (1907, pl. 6, fig. 22), only the growth-lines on the upper part of the second whorl are wiped out.

Stratigraphical and geographical distribution. G. Laube (1869, p. 43) and E. Kittl (1891, p. 180) mentioned it from St. Cassian, F. Broili (1907, p. 76) from the Pachycardia Tuffs, which according to him together with the San Cassian Beds and Raibl Member belong to the same geological stage.

Occurrence: SE of Ludrová in the road-cut — locality no. 371, Lower Julian.

Reviewed: J. Bystrický

## REFERENCES


ALLASINAZ, A. 1964b: Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici (V. I fossili carnici del gruppo di Cima Camino (Brescia). Riv. ital. Paleont. Stratigr., 70, 2, pl. 12—18, p. 185—262. Milano.

ALLASINAZ, A. 1966: Il Trias in Lombardia (Studi geologici a paleontologici) XVIII. La fauna a Lamellibranchi dello Julico (Carnico medio). Riv. ital. Paleont. Stratigr., 72, 3, pl. 40—55, p. 609—752. Milano.

ANDRUSOV, D. — PRANTL, F. et al. 1957: Lexique stratigraphique international. Volume I. Europe Fascicule 6b. Tchécoslovaquie p. 1—369, C. N. R. S. Paris.

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia čsl. Karpát. Zväzok II, p. 1—375. Vydavateľstvo SAV.

ANDRUSOVOVÁ, V. 1961: Die ammonoiden Cephalopoden aus der Trias der Slowakei. Geol. zborník SAV, 12, 2, p. 203—234. Bratislava.

ARTHABER, G. v. 1903—1908: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geognostica. II. Das Mesozoikum. 1 Band Trias, 16 pl. p. 223—472, Stuttgart.

BITTNER, A. 1890: Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. K. — Kön. geol. Reichsanst. Bd. XIV, pl. 1—41, p. 1—325. Wien.

BITTNER, A. 1892: Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag I. Abh. K. — Kön. geol. Reichsanst. Bb. XVII. Hft. 2, p. 1—40, 4 pl. Wien.

BITTNER, A. 1895: Lamellibranchiaten der alpinen Trias I. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abh. K. — Kön. geol. Reichsanst., 18, 24 pl, 235 p. Wien.

BITTNER, A. 1900: Ueber die tridiasche Lamellibranchiaten-Gattung Mysidioptera Sal. und deren Beziehungen zu paleozoischen Gattungen. Jb. K. — Kön. geol. Reichsanst., 50, 1, pl. 6, p. 59—66. Wien.

BITTNER, A. 1901:Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyerwaldes. Res. Wiss. Erforsch. Balatonsees, 1, 1, Paleont. Anhang, 9 pl, 106 p. Budapest.

BITTNER, A. 1902: Brachiopoden und Lamellibranchiaten aus der Trias von Bosnien, Dalmatien und Venetien. Jb. K. — Kön. geol. Reichsanst, 52, 3—4, 10 pl, p. 495—642. Wien.

BOEHM, JOH. 1903: Ueber die triadische Fauna der Bäreninsel. Kungl. sv. Vetensk. — Akad. Hand., Ser. 4, 37, 3, p. 1—76. 7 pl, Stockholm.

BRESTENSKÁ, E. et al: Práce D. Štúra (preklad) SAV, 43 figs., 6 pl, 556 p. Bratislava.

BROILI, F. 1907: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Scaphopoden und Gastropoden. Paleontographica, Abt. A, B, 54, 6 pl, p. 69—138. Stuttgart.

BROILI, F. 1903: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. (Mit Anschluss der Gastropoden und Cephalopoden). Paleontographica, Abt. A, B, 50, 11 pl, p. 145—227, Stuttgart.

BUJNOVSKÝ, A. — KOCHANOVÁ, M. 1973: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich megalodontová fauna. Geologické práce Správy 60. Bratislava.

BYSTRICKÝ, J. 1967: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. Geol. zborník SAV, 18, 2, p. 257—266. Bratislava.

BYSTRICKÝ, J. 1970: Stratigrafia a dasycladaceae triasu Západných Karpát. Doktorská dizertačná práca. Geol. ústav SAV, 225 p. Bratislava.

DE LORENZO, G. 1869: Fossili del Trias medio di Lagonegro. Paleontogr. italica, 2, pl. 16—19, p. 113—148. Pisa.

DAGIS, A. S. 1963: Verchnetriasovyje brachiopody juga SSSR, 31 pl, p. 1—248. Moskva.

DETRE, CS. 1970: Őslenytani és üledékföldtani vizsgálatok a csövar, Néza és Keszeg környéki triasz rögökön. Földtani Közlöny, 100, 1 pl, p. 173—184. Budapest.

DIENER, C. 1920: Fossilium Catalogus. I: Animalia. Pars 10. Brachiopoda triadica, p. 1—108. Neubrandenburg.

DIENER, C. 1923: Lamellibranchiata triadica. Fossilium Catalogus, I: Animalia, Pars 19, 257 p. Berlin.

DIENER, C. 1926: Fossilium Catalogus, Pars 34, Glossophora triadica, 242 p. Neubrandenburg.

DORNYAY, B. 1913: Rózsahegy környekének Földtani viszonyaról, 2 pl, p. 1—51. Budapest.

DORNYAY, B. 1919: Geologische Bemerkungen zur Umgebung von Rózsahegy. p. 238—255. Budapest.

GUEMBEL, C. v. 1861: Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebietes. 970 p., 42 pl. München.

HERTWECK, G. 1961. Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiete der Triesting und der Presting usf. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 12, pl. 1—6, p. 3—84. Wien.

JABLONSKÝ, E. 1971: Segmentierte Kalkschwämme — Sphinctozoa der Westkarpaten (von der Lokalität L. Osada). Geol. zborník SAV, XXII, 2, fig. 1—10, p. 333—345. Bratislava.

JACOBSHAGEN, V. 1961: Zur Gliederung der mediteranen Trias I. Grenze ladin/karn. Neues Jahrb. f. Geol. u. Pal. Mh., p. 477—483. Stuttgart.

JEKELIUS, E. 1936: Der weisse Triaskalk von Brasov und seine Fauna. Annuarul Ins. geol. al Romaiei, 17, 9 pl, 106 p. Bucuresti.

KETTNER, R. — KOUTEK, J. 1927: O postavení Štúrových lunzských pískovců a reingrabenských bridlíc a tzv. šipkovských slínu v N. Tatrách. Rozpravy II, tř. České Akademie. Ročník XXXVI, č. 5, 1927, figs. 1—4, p. 1—18. Praha.

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. 1967: Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. Geol. zborn. XVIII (12), p. 267—275. Bratislava.

KOZUR, H. 1971: Die Bairdiacea der Trias Teil I: Skulpturierte Bairdiidae aus mitteltriasichen Flachwasserablagerungen. Geol. Paläont. Mitt. Abh. Bd. 13. pl. 1—III, p. 1—21. Insbruck.

KUEHN, O. 1962: Lexique stratigraphique internati onal. Volume I. Europe. Fasc. 8 p. 1—646. Autriche.

KUTASSY, A. 1931: Lamellibranchiata Triadica II. Fossilium Catalogus, I. Animalia, Pars 51, p. 261—477. Berlin.

LAUBE, G. 1865: Die Fauna der Schichten von St. Cassian II. Abt. Brachiopoden und Bivalvien. Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math. — naturwiss. Kl., 25, 9 pl, 79 p. Wien.

LAUBE, G. 1868: Die Fauna der Schichten von St. Cassian. III. Abteilung. Gastropoden. Denkschr. Österr. Akad. Wiss. math. — naturwiss. Kl., pl. 21—28, p. 29—92. Wien.

LEONARDI, P. 1943: La fauna Cassiana di Cortina d'Ampezzo. Parte I. A. Introduzione geologico e lamellibranchi, 11 pl, 78 p. Padova.

LEONARDI, P. 1967: Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. Vol. I, p. 1—560, Vol. II. p. 561—1019. Trento.

MATĚJKA, A. 1927: Geologické studie v okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. SGÚ, VII, p. 529—616. Praha.

MIŠÍK, M. 1969: Litologická a faciálna analýza stredného triasu jadrových pohorí Západných Karpát. Katedra geológie PFUK, pl. 71, p. 1—248. Bratislava.

MIŠÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle Analyse der Kerngebirge der Westkarpathen. Acta Geologica et Geografica Universitatis Comenianae, pl. LXVII, p. 5—151. Bratislava.

MOJSISOVICS, E. 1874: Ueber die triadischen Pelecypodengattungen Daonella und Halobia. Abh. K. — Kön. geol. Reichsanst. 7, 2, 5 pl, 37 p. Wien.

MOORE, R. C. 1965: Treatise on invertebrate paleontology. Part. H, vol. 1, 2. Brachiopoda, 927 p. Lawrence.

MOORE, R. C. 1969: Treatise on invertebrate paleontology. Part N, vol. 1, 2. Mollusca 6. Bivalvia, 951 p. Lawrence.

MUENSTER, G. v. (Wissmann, H. L.) 1841: Beitrage zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian, 16 pl, 152 p. Bayreuth.

PEVNÝ, J. 1964: Brachiopódy severnej časti Malých Karpát. Geologické práce, Správy 33, pl. I—VI, p. 157—172. Bratislava.

QUENSTEDT, F. A. 1871: Petrefactenkunde Deutschlands II. Teil. Brachiopoden. pl. 37—59, p. 1—748. Leipzig.

ROSENBERG, G. 1959: Geleitworte zu den Tabellen der Nord und Südalpinen Trias der Ostalpen. Jahrb. d. geol. Bundesanst. Bd. 102 Heft. 3, p. 477—479. Wien.

ROTHPLETZ, A. 1886: Geologisch-palaeontologische Monographie der Vilser Alpen. Palaeontographica Bd. XXXIII. pl. I—XVI, p. 1—179, Stuttgart.

SALAJ, J.—JENDREJAKOVÁ, O. 1967: Die Foraminiferen aus der oberen Trias der Westkarpathen. Geol. zborník XVIII., 2, pl. XIX—XX, p. 311—313. Bratislava.

SIBLÍK, M. 1967: Ramenonožci noru z lokality Drnava (Slovenský kras). Geologické práce, Správy 43, pl. I—IV, p. 81—97. Bratislava.

SCHLOTHEIM, E. F. v. 1820—23: Die Petrefactenkunde. 18 pl, 437 p. Gotha.

ŠTÚR, D. 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Granthale. Jb. K. — Kön. geol. Reichsanst., 18, p. 337—426. Wien.

ŠTÚR, D. 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmölnitz und Göllnitz. Jb. K. — Kön. geol. Reichsanst., 19, 3, p. 383—416. Wien.

TOULA, F. 1913: Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden (Rauchstallbrunnengraben) mit nordalpiner St. Cassianer Fauna. Jb. K. — Kön. geol. Reichsanst., 63, 4 text-fig. pl. 4—7, p. 77—126. Wien.

TRAUTH, F. 1948: Geologie des Kalkalpenbereiches der 2 Wiener Hochquellenwasserleitung — Abh. Geol. Bundesanst., 26/1, 1—99. Wien.

WILCKENS, R. 1910: Paläontologische Untersuchungen triadischer Faunen aus der Umgebung von Predazzo in Südtirol. Verh. Naturhist. — Med. Ver. zu Heidelberg. Neue Folge. X. Bd., pl. IV—VII, p. 82—225. Heidelberg.

WÖHRMANN, S. 1889: Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler — Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. Jb. K. — Kön. geol. Reichsanst. Bd. XXXIX, p. 181—258. Wien.

Un altro codice di nomenclatura stratigrafica. Riv. Ital. Paleont., LXIX (3): p. 429—455. Milano.

Explanations to Plates I—VI

Plate I

Fig. 1a, d „*Terebratula*" *oppeli* Bittner, Carnian, SE of Ludrová, locality no. 371; ×4
Fig. 2 „*Terebratula*" aff. *sturi* Laube, Carnian, SE of Ludrová, locality no. 371; ×3,5
Fig. 3 „*Terebratula*" aff. *pyriformis* Suess, Carnian, S of Liptovská Osada, locality no. 892; ×2,5

Plate II

Fig. 1 „*Terebratula*"aff. *pyriformis* Suess, Carnian, S of Liptovská Osada, locality no. 892; ×2,5
Fig. 2 *Aulacothyris rüdti* (Bittner), Carnian, SE of Ludrová, locality no. 371; ×3
Fig. 3a, d *Aulacothyris rüdti* (Bittner), Carnian, SE of Ludrová, locality no. 369; ×2,5

Plate III

Fig. 1a, b *Cruratula carinthiaca* (Rothpletz), Ladinian — Carnian, SE of Ludrová, locality no. 369; ×2,5
Fig. 2 *Dioristella indistincta* (Beyrich), Carnian, SE of Ludrová, locality no. 369; ×5,5
Fig. 3a, c *Dioristella indistincta* (Beyrich), Carnian, SE of Ludrová, locality no. 369; ×6
Fig. 4 *Aulacothyris rüdti* (Bittner), Carnian, SE of Ludrová, locality no. 369; ×2,5

Plate IV

Fig. 1 *Dioristella indistincta* (Beyrich), Carnian, SE of Ludrová, locality no. 369; ×6
Fig. 2 *Spiriferina gregaria* Suess, Carnian, SE of Ludrová, locality no. 371; ×3,5
Fig. 3a,c *Spiriferina gregaria* Suess, Carnian, SE of Ludrová, locality no. 369; ×4
Fig. 4 *Anisactinella quadriplecta* (Muenster), Carnian, SE of Ludrová, locality no. 369; ×3,5

Plate V

Fig. 1 *Ornithopecten liptovensis* sp. n. — holotype — S of Liptovská Osada, locality no. 892; ×3
Fig. 2 *Mysidioptera submulticostata* sp. n. — holotype — S of Liptovská Osada, locality no. 892; ×1
Fig. 3 *Pseudomonotis* (= *Prospondylus*) sp., SE of Ludrová, locality no. 371; ×1,5
Fig. 4 *Ornithopecten liptovensis* sp. n. — holotype — S of Liptovská Osada, locality no. 892; ×1
Fig. 5 *Chlamys* sp., SE of Ludrová, locality no. 371; ×1
Fig. 6 *Eumorphotis* sp. n., SE of Ludrová, locality no. 369; ×4
Fig. 7 *Mysidioptera submulticostata* sp. n. — detail of the sculpture of the holotype — S of Liptovská Osada, locality no. 892; ×1,5

Plate VI

Fig. 1 *Pecten? octoplicatus* Bittner, mould, SE of Ludrová, locality no. 369; ×4
Fig. 2 *Pecten? octoplicatus* Bittner, plaster cast, SE of Ludrová, locality no. 369; ×2
Fig. 3 *Lima* sp. 2, SE of Ludrová, locality no. 371; ×2
Fig. 4 *Lima* cf. *alternans* Bittner, SE of Ludrová, locality no. 371; ×4
Fig. 5 *Lima* sp. 1, SE of Ludrová, locality no. 371; ×1
Fig. 6 *Halobia* cf. *rugosa* Guembel, S of Liptovská Osada, locality no. 892; ×1
Fig. 7 *Temnotropis bicarinata* Laube, SE of Ludrová, locality no. 371; ×3
Fig. 8 Cross section of a bunch of colonial corals Thecosmilia? sp., SE of Ludrová, locality no. 371.
The material is found in the collections of the Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava.

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 55–66 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

MÁRIA KOCHANOVÁ–JÁN MELLO–MILOŠ SIBLÍK

# FOSÍLIE WETTERSTEINSKÝCH VÁPENCOV SLOVENSKÉHO KRASU (LOKALITA SILIČKA)

(2 obr. v texte, 6 tab. na kriede, nem. resumé)

Abstract. At the locality Silička (Silica plateau, Slovak Karst, West Carpathians) in the Wetterstein limestones an abundant community of fossil organisms has been found. Brachiopods, bivalves and gastropods among macrofossils, and foraminiferes, dasycladaceans and some problematics among microfossils were determined in detail. Fossils proving the Ladinian — Cordevolian age of the locality indicate the margin reef environment.

## Úvod

Koncom roku 1971 pri geologickej dokumentácii výkopu ryhy tranzitného plynovodu našiel J. Mello na Silickej planine jv. od Siličky vo wettersteinských vápencoch významnú lokalitu makrofosílií. Bohatstvom fauny i rozsahom táto lokalita prevyšuje všetky doteraz známe lokality z wettersteinských vápencov Západných Karpát.

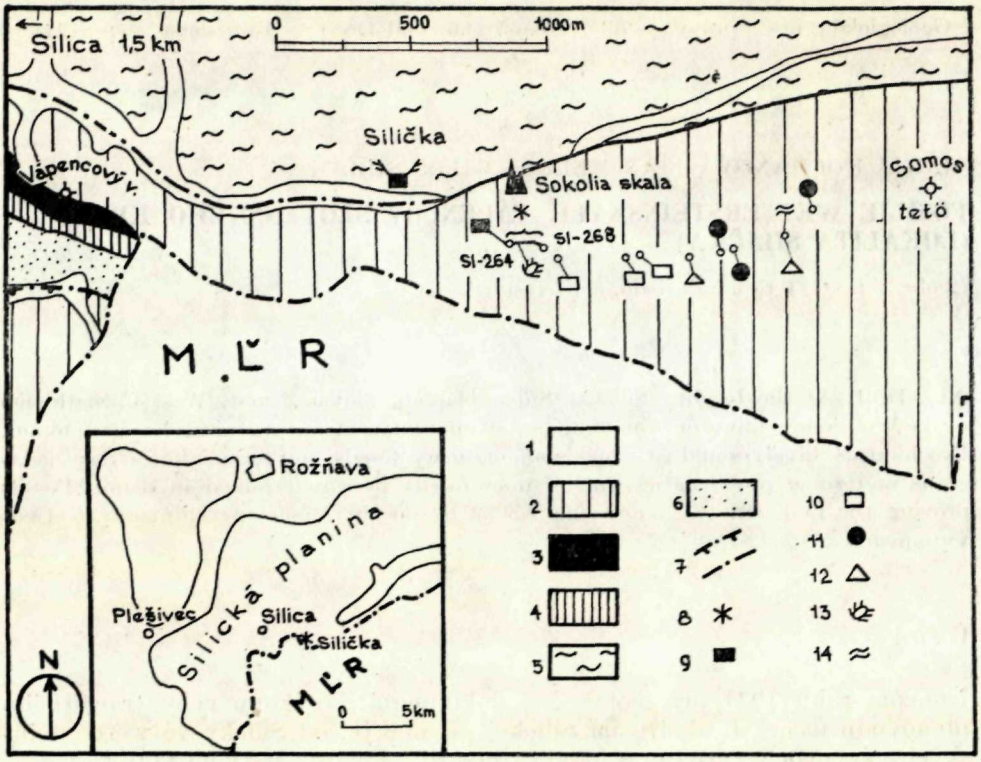
Podrobné zbery na lokalite sme vykonali v roku 1972 a čiastočne v roku 1973 už po zasypaní ryhy. Na zberoch sa okrem autorov podieľali ešte dr. J. Pevný, CSc., L. Dugovič a V. Viskup, ktorý tiež preparoval väčšiu časť zbieraného materiálu.

## Geologické pomery okolia lokality

Lokalita Silička sa nachádza na Silickej planine cca 450 m jv. od horárne Silička, ležiacej 3 km vjv. od obce Silica, v blízkosti štátnej hranice s MĽR (obr. 1). Svetlé masívne vápence, z ktorých pochádzajú v ďalšom uvedené fosílie, sú súčasťou vrstevného komplexu synklinálnej plešivsko-brezovskej štruktúry, ktorá má v okolí Siličky uťaté severné rameno. Lokalita leží v blízkosti tektonického styku so spodnotriasovými súvrstviami severnejšej silicko-turnianskej štruktúry.

V svetlých masívnych vápencoch južného okolia Siličky, z ktorých je vytvorené celé územie až k štátnej hranici, neboli dosiaľ uvádzané výskyty

RNDr. M.Kochanová, CSc., RNDr. J. Mello, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava
RNDr. M. Siblík, CSc., Geologický ústav ČSAV, 28. pluku 19, 101 00 Praha 10, Vršovice




Obr. 1 Situačný náčrt a geologická mapa okolia Siličky. Zostavil J. Mello. Okolie Vápencového vrchu mapoval J. Bystrický (1960).
1 — kvartérne sedimenty; 2 — wettersteinské vápence (ladin-cordevol); 3 — „pseudoreiflinské" vápence (spodnejší ladin); 4 — steinalmské vápence (pelson-illyr); 5 — slienité vápence a sliene (kampil); 6 — pestré bridlice a pieskovce (seis); 7 — prešmyky a zlomy; 8 — lokalita s makrofosíliami (SI-264—SI-268); 9—11 — výskyt dasycladaceí: 9 — *Macroporella beneckei*, *Teutloporella nodosa*, 10 — *Diplopora annulata*, 11 — *Teutloporella herculea*, 12 — výskyt solenopór; 13 — výskyt „Problematiká" Bystrický 1964; 14 — stromatolity;

určiteľných fosílií a vápence boli zaraďované k wettersteinským vápencom na základe extrapolácie z priľahlých území.

## Fosílie z lokality Silička

Popri bohatom spoločenstve nevypreparovateľných mikrofosílií, ktoré sú charakteristické pre rífové wettersteinské vápence Slovenského krasu, poskytla lokalita Silička i množstvo fosílií, ktoré bolo možné získať a spracovať makropaleontologickými metódami. Sú to predovšetkým brachiopódy, lamellibranchiáty a gastropódy. Hojne sa vyskytujú krinoidy a našli sa i hlavonožce nautiloidného typu, ktoré zatiaľ neboli spracované.

Makrofosílie (miestami až lumachely) sa masovo vyskytujú na východnom svahu nepomenovanej výšinky, 450 m jv. od horárne Silička v dĺžke cca 100 m

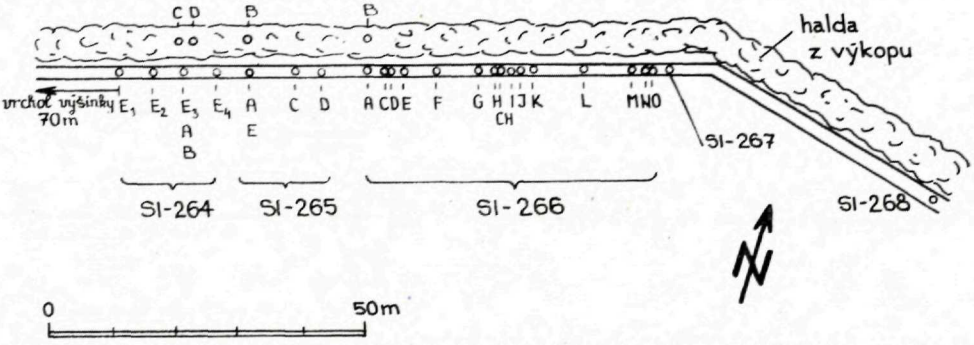
(obr. 2, SI — 264—SI — 267). Ojedinelé nálezy makrofosílií sa našli aj východnejšie (SI—268), a tiež mimo ryhy.

Nálezy pochádzajú zo svetlých, šedých, lokálne i tmavošedých masívnych vápencov, často zrnitých a pórovitých, takže fosílie bolo možné pomerne ľahko uvoľniť.

Fosílie boli zbierané jednak in situ na dne a po stranách ryhy $2 \times 2{,}5$ m, ako i v halde pozdĺž výkopu. S ohľadom na stratigrafické vyhodnotenie, miesta zberov boli zakresľované do podrobného plánu, ktorý je tu priložený v zjednodušenej forme (obr. 2). Okrem týchto presne lokalizovaných nálezov boli fosílie zbierané aj po zasypaní ryhy, a teda po niekoľkonásobnom premiestnení balvanov. Takto získaný materiál bol posudzovaný osobitne (porov. dokumentáciu k obr. 2).

V predkladanom prehľade je uvedený zoznam nájdených makrofosílií podľa jednotlivých skupín a pre úplnosť i zoznam určených mikrofosílií. Autori ďakujú dr. J. Bystrickému, DrSc. za určenie dasycladaceí, dr. O. Jendrejákovej, CSc. za určenie foraminifer, dr. J. Pevnému, CSc. za dovolenie uviesť zoznam ním zbieranej a určenej fauny a technikom L. Dugovičovi a V. Viskupovi za pomoc pri zbere a preparácii makrofosílií.

Dokumentačný materiál (makrofosílie, výbrusy, vzorky) je uložený v sklade hmotnej dokumentácie GÚDŠ Bratislava. Menšia časť materiálu (brachiopódy, zber M. Siblík) je uložená v zbierkach ČSAV Praha.




Obr. 2 Lokalita Silička. Podrobný plán znázorňujúci miesta nálezov fosílií (čísla sa vzťahujú na zoznam fosílií)

SI-264: A — ?88, 93, 95, 96, ?102, 103, 111; B — 48, 71; C — 5, 22, 27, 45, 66, 103; D — 8, 40, 46, 56, 60, 71, 86, 88, 92, ?98, 99, 102; $E_1$ — 10, 18, 52, 61, 71, $E_2$ — 25; $E_3$ — 15, 19, 37, 40, 47, 71, 77, 78, $E_4$ — 21, 29, 38, 51, 52, 54, 71;

SI-265: A — 10, 21, 25, 33, 59, 74, 78; B — 67, 71; D — 31, 40, 65, 88, 89, 90, 99,; E — 40, 41;

SI-266: A — 55, 78, 79, 88, ?94, ?97, 101, 102; B — 8; C — 88, 90, ?95, ?97, ?98, 99, 102; D — 5, 8, 15, 16, 85, 87, 88, 92, 98, 99; E — 15, 23, 25, 88, 91, 102; F — 64; G — 111; H — 18, 43, 58, 84, 111; CH — 87, 97, 111; I — 88, 91, 102; J — ?97; K — 10, 12, 25, 32, 35, 42, 45, 50, 68, 69; L — 10, 12, 15, 19, 46, 53, 80; M — 1, 6, 10, 15, 20, 27, 39, 44, 72; N — 19, 34, 69, 70, 76, 81; O — 19, 25;

SI-267: 6, 7, 8, 15, 18, 21, 27, 55

SI-268: 2

Menej presne lokalizované nálezy:

SI-O: 5, 6, 7, 8, 10, 13, 18, 19, 20, 21, 25, 28; okolie

SI-264: 8, 10, 27, 29; okolie SI-265: 4; zber M. Siblík,

svetlé vápence: 5, 6, 8, 10, 14, 15, 18, 19, 20, 25, 27,

tmavé vápence: 5, 8, 9, 15, 18, 19, 25; materiál J. Bystrického: 104

| Brachiopódy (Tab. VII, obr. 1–8) | Určoval | | Stratigraf. rozpätie | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | J. Pevný | M. Siblík | Illyr | Fassan | Lang. | Cord. | Jul. |
| 1. *Anisactinella* cf. *quadriplecta euplecta* Bittn., 1890 | – | 1* | | | | — | — |
| 2. *Aulacothyris* cf. *frontalis* Bittner, 1890 | – | 1 | | | | | ? |
| 3. *Aulacothyris subangusta* (Münst., 1841) | 26 | – | | — | — | — | — |
| 4. *Aulacothyris* aff. *zirlensis* (Woehrmann, 1893) | – | 1 | | | | — | — |
| 5. *Cruratula* aff. *forficula* (Rothpletz, 1886) | – | 13 | — | — | — | — | |
| 6. *Cruratula faucensis* (Rothpletz, 1886) | – | 26 | | — | — | — | — |
| 7. *Cruratula* cf. *carinthiaca* (Rothpletz, 1886) | – | 5 | | — | — | — | — |
| 8. *Cruratula* sp. | – | 122 | | ? | ? | ? | ? |
| 9. *Decurtella* aff. *decurtata* (Bittn., 1890) | – | 1 | | | | | |
| 10. *Decurtella* aff. *vivida* (Bittner, 1890) | – | 17 | ? | ? | ? | | |
| 11. *Dioristella indistincta* (Beyrich, 1862) | 1 | – | | | | — | — |
| 12. ? *Diplospirella wissmani* (Münst., 1841) | – | 2 | | | | — | — |
| 13. *Mentzelia ampla* (Bittn., 1890) | 3 | 2 | | — | — | — | — |
| 14. *Mentzelia* aff. *dalmani* (Klipst. 1843) | – | 1 | | | | — | — |
| 15. *Mentzelia mentzeli mentzeli* (Dunk., 1851) | – | 61 | — | — | — | — | |
| 16. *Mentzelia* cf. *mentzeli* (Dunk., 1851) | – | 1 | — | — | — | — | |
| 17. *Mentzelia palaeotypus* (Loretz, 1875) | 1 | – | — | — | — | | |
| 18. *Mentzelia* aff. *palaeotypus* (Loretz, 1875) | | 13 | ? | ? | ? | | |
| 19. ? *Pentactinella* sp. n. | | 42 | | ? | ? | ? | ? |
| 20. *Piarorhynchia* sp. n. | | 2 | | | | | |
| 21. „*Rhynchonella*“ aff. *concordiae* Bittner, 1890 | | 5 | | | ? | ? | ? |
| 22. „*Rhynchonella*“ aff. *cynodon* Laube, 1865 | | 1 | | | | — | — |
| 23. „*Rhynchonella*“ *cimbrica* Bittner, 1890 | | 1 | | — | — | — | |
| 24. *Spiriferina canavarica* Tommasi, 1885 | 1 | – | — | — | — | — | |
| 25. *Spiriferina fragilis* (Schloth., 1814) | | 20 | — | — | — | — | |
| 26. *Spiriferina halobiarum* Bittner, 1890 | 7 | – | | | | — | — |
| 27. *Spiriferina* aff. *pectinata* Bittner, 1890 | | 8 | — | — | — | — | |
| 28. *Spiriferina* cf. *pectinata* Bittn. 1890 | | 12 | — | — | — | — | |
| 29. „*Zeilleria*“ sp. | | 2 | | | ? | ? | ? |

* počet jedincov

** karn v zmysle A. Allasinaza (1972). V tabuľke uvádzané stratigrafické rozpätia platia pre nominálne druhy.

| Bivalvia (určila M. Kochanová): (Tab. VIII, IX; Tab. X, obr. 8) | počet jedincov | Anis | Ladin | Karn** |
|---|---|---|---|---|
| 30. *Parallelodon* aff. *beyrichi* (Strombeck) | 1 | — | — | |
| 31. *Parallelodon* aff. *esinensis* (Stopp.) | 1 | — | — | |
| 32. *Parallelodon* sp. | 1 | | | |
| 33. *Protopis* cf. *joannae* (Waagen) | 1 | | | — |
| 34. *Pteria* cf. *caudata* (Stopp.) | 1 | — | — | — |
| 35. *Pteria* sp. | 3 | | | |
| 36. *Bakevellia* aff. *costata* (Schloth.) | 1 | — | — | — |
| 37. *Cassianella* sp. (ex Gr. *angusta* Bittn.) | 2 | | | |
| 38. *Cassianella* sp. 1 | 1 | | | |
| 39. *Pleuronectites* ? sp. | 1 | | | |
| 40. *Daonella* sp. 1 | 20 | | | |
| 41. *Daonella* sp. 2 (ex gr. *pichleri* Mojs.) | 2 | | | |
| 42. *Entolium discites* (Schloth.) | 1 | — | — | |
| 43. *Entolium* cf. *cainalloi* (Stopp.) | 1 | | — | |
| 44. *Entolium* aff. *contemptibile* (Stopp.) | 1 | | — | |
| 45. *Chlamys (Praechlamys)* aff. *paronai* (Tommasi) | 3 | | — | |
| 46. *Chlamys (Praechlamys)* sp. (ex gr. *broilii* Philipp) | 6 | | | |
| 47. *Chlamys (Praechlamys)* sp. 1 | 2 | | | |
| 48. *Camptonectes (Annulinectes)* sp. | 1 | | | |
| 49. *Leptochondria inaequistriata* (Goldfuss) | 3 | | — | |
| 50. *Leptochondria* cf. *subalternans* (d'Orb.) | 4 | | | — |
| 51. *Newaagia* cf. *noetlingi* (Frech.) | 2 | | — | |
| 52. *Mysidioptera cainalloi* (Stopp.) | 3 | | — | — |
| 53. *Mysidioptera* aff. *cainalloi* (Stopp.) | 1 | | — | — |
| 54. *Mysidioptera fassaensis* (Salomon) | 1 | — | — | |
| 55. *Mysidioptera* sp. | 3 | | | |
| 56. *Pseudolimea* sp. | 1 | | | |
| 57. *Prospondylus* sp. | 1 | | | |
| 58. *Trigonodus* ? sp. | 1 | | | |
| 59. *Schafhaeutlia* sp. | 2 | | | |
| 60. *Pseudomyoconcha* sp. (ex. gr. *maximilianileuchtenbergensis* Klipst.) | 1 | | | |
| Gastropódy (určila M. Kochanová) (Tab. X) | | | | |
| 61. *Worthenia* sp. | 1 | | | |
| 62. *Worthenia* aff. *plutonis* Kittl | 1 | | — | — |
| 63. *Sisenna* sp. | 3 | | | |
| 64. *Enantiostoma* ? sp. | 1 | | | |
| 65. *Woehrmannia* aff. *boehmi* (Kittl) | 1 | | — | |
| 66. *Naticopsis (Marmolatella)* cf. *applanata* (Kittl) | 2 | | — | |
| 67. *Naticopsis* sp. | 2 | | | |
| 68. *Dicosmos* aff. *maculosus* (Klipst.) | 1 | | — | — |
| 69. *Dicosmos* sp. | 4 | | | |
| 70. *Neritaria comensis* Hörnes | 2 | | — | |
| 71. *Neritaria* sp. | 6 | | | |
| 72. *Turbonitella* ? *gracillima* Böhm | 1 | | — | |
| 73. *Delphinulopsis* sp. | 1 | | | |
| 74. *Turbo* ? cf. *vixcarinatus* Münster | 1 | | — | |
| 75. *Umbonium* aff. *vinassai* Tommasi | 1 | | — | |
| 76. *Coelostylina* aff. *conica* | 1 | — | — | — |
| 77. *Coelostylina* sp. | 3 | | | |
| 78. *Coelostylina (Gradiella) fedaiana* (Kittl) | 11 | | — | — |
| 79. *Coelostylina (Gigantogonia) princeps* (Stopp.) | 1 | | — | — |
| 80. *Omphaloptycha* aff. *irritata* (Kittl) | 1 | | — | — |
| 81. *Omphaloptycha* sp. | 1 | | | |
| 82. *Undularia* sp. | 1 | | | |
| 83. *Euthystylus* sp. | 1 | | | |
| 84. *Trypanostylus* aff. *geographicus* (Stopp.) | 1 | | — | — |

Foraminifery (určila O. Jendrejáková):

85. *Ammobaculites sp.*
86. *Ammodiscus* sp.
87. *Diplotremina* aff. *astrofimbriata* Krist-Tollm. (Tab. XI, obr. 7)
88. *Diplotremina* sp. (Tab. XI, obr. 12)
89. ? *Earlandinita* sp.
90. *Endothyra* sp. (Tab. XI, obr. 6)
91. *Endothyra* aff. *badouxi* Zaninetti & Brönn.
92. *Endothyranella wirzi* (Koehn-Zan.) (Tab. XI, obr. 5)
93. *Hemigordius* sp. *(amylorolatus?)*
94. *Placospilina* sp.
95. *Polypammina* sp.
96. *Rheophax* aff. *asper* Cushman & Waters (Tab. XI, obr. 9)
97. *Rheophax* sp.
98. *Tetrataxis* sp.
99. *Trochammina* sp.
100. *Trochammina* sp. (aff. *alpina*)
101. *Trochammina* sp. (aff. *almtalensis* Koehn — Zan.)
102. ? *Variostoma* sp. (Tab. XI, obr. 11)

Dasycladaceae (určil J. Bystrický):

a) výskyt v lokalite s makrofosíliami (obr. 1, SI-264):
103. *Macroporella beneckei* (Salom.) Pia, 1920
104. *Teutloporella nodosa* (Schafh.) Pia
b) výskyt východne od lokality s makrofosíliami (ibid., v. od SI-268)
105. *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh.
106. *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia

Problematiká (určil J. Mello):

107. *Tubiphytes obscurus* Maslov, 1965 (Tab. XI, obr. 8)
108. *Baccanella floriformis* Pantić, 1971 (Tab. XI, obr. 10)
109. *Bacinella ordinata* Pantić, 1972 (Tab. XI obr. 4)
110. ? *Ladinella porata* Ott, 1968
111. „*Problematikum*" Bystrický, 1964

solenopóry (Tab. XII, obr. 3)
koraly (Tab. XI, obr. 3)
crinoidea (Tab. XII, obr. 4)
echionidea (Tab. XI, obr. 1)
hlavonožce (nautiloidea) (Tab. XI, obr. 2)
vápnité huby (Tab. XII, obr. 4)
sesilné foraminifery
inkrustujúce organizmy
} zatiaľ bližšie neurčené

## Stratigrafická pozícia lokality

Pri posudzovaní stratigrafickej pozície lokality sme popri superpozícii a vrstevnej extrapolácii vychádzali najmä z uvedených nálezov fauny a flóry. Spoločný výskyt viacerých skupín ponúkol možnosť konfrontácie a vzájomnej korelácie výsledkov. Jednotlivé skupiny, resp. druhy pri pokusoch o jemnejšie stratifikovanie poskytujú dosť odlišné údaje. I napriek tomu sa ukázalo, že

celé spoločenstvo patrí k jednému stratigrafickému niveau, a to k zatiaľ bližšie nevymedzenej zóne obdobia ladin — cordevol.

Z ramenožcov patria v určenej faune k stratigraficky dôležitým druhom *Mentzelia ampla* (Bittn.) — ladin, ? karn, *„Rhynchonella" cimbrica* Bittn. — ladin, *Cruratula* sp. — druhy sú uvádzané z ladinu i karnu, *Aulacothyris* aff. *zirlensis* (Woehrm.) — karn a z cassiánskych vrstiev (karn) uvádzané druhy *„Rhynchonella"* aff. *cynodon* Laube, *Diplospirella wissmani* (Münst.) a *Anisactinella* cf. *quadriplecta euplecta* Bittn.

Ostatné druhy majú široké stratigrafické rozpätie, prípadne sú tak zle zachované, že nemôžu mať plnú stratigrafickú hodnotu.

Celé spoločenstvo ramenonožcov nemá v oblasti Slovenského krasu obdobu. Líši sa tak od fauny opísanej z aniských lokalít (pelson, illyr) okolia Brzotína, Štítnika, Zakázaného a Krásnohorskej Dlhej Lúky (M. Siblík 1971a, 1971b, 1972), ako i od ramenonožcovej fauny od Silickej Brezovej (jul — tuval). Ladinská fauna z oblasti Zakázaného tiež obsahuje odlišné druhy. Nájdená fauna podstatne vypĺňuje značnú medzeru v doterajších poznatkoch o rozšírení fauny ramenonožcov Slovenského krasu, a to medzi druhove bohatými spoločenstvami anisu a vyššou časťou karnu. Stratigrafické rozšírenie jednotlivých druhov a rodov je znázornené v zozname fauny.

Príslušníci triedy bivalvií a gastropódov v lokalite Silička podobne ako ramenonožci patria tiež nielen v Slovenskom krase, ale v Západných Karpatoch vôbec k vzácne bohatému a dosiaľ ojedinelému spoločenstvu organizmov, ktoré sa našlo vo fácii wettersteinských vápencov. Zastupuje ich tu veľký počet druhov a rodov, z ktorých sa však zachovalo pomerne málo jedincov. Žiaľ zlý stav väčšiny exemplárov veľmi sťažoval ich druhové určenie. Viaceré z nich patria síce do okruhu už známych druhov, nie sú však s nimi totožné. V týchto prípadoch ide pravdepodobne o nové druhy, alebo aspoň o karpatské poddruhy. Doterajší faunistický materiál však neposkytuje spoľahlivú bázu na ich stanovenie.

Stratigrafické rozpätie jednotlivých nominálnych druhov je znázornené na priloženej tabuľke tak, ako sme ho mali možnosť získať z literatúry (A. Allasinaz 1972 a ďalší). To, že väčšina z nich je určená len ako „affinis", nie je síce pre stanovenie veku smerodajné, ale aspoň ho indikuje. V prípade druhov zo „Siličky" ide najpravdepodobnejšie o ladin — cordevol. Pri porovnaní s inými európskymi výskytmi zistíme, že prevažná väčšina druhov sa vyskytuje v lokalitách, ako sú: Marmolata, Esino, Latemar, Ghegna, St. Cassian a Sliezsko.

Určené dasycladaceae predstavujú ladinské spoločenstvo, pričom výskyt druhov *Macroporella beneckei* a *Teutloporella nodosa*, ktoré sa vyskytujú v lokalite s makrofosíliami, je udávaný zo spodnejšieho ladinu (cf. J. Bystrický 1964, s. 96, 146). *Diplopora annulata*, ktorá je tiež fosíliou dokazujúcou ladinský vek, bola zistená podobne ako *Teutloporella herculea* už mimo vlastnej lokality (obr. 1).

Spoločenstvo foraminifér, ktoré na doplnenie obrazu o faune z lokality Silička z výbrusového materiálu určila O. Jendrejáková, je podľa nej spoločenstvom zaraditeľným do najvyššieho anisu až ladinu. Podľa doteraz známeho vertikálneho rozpätia jednotlivých druhov a celkového charakteru spoločenstva nájdeného v lokalite, je zastúpenie cordevolu málo pravdepodobné.

Zistené „problematiká" buď nemajú presnejší stratigrafický význam, alebo ich stratigrafická hodnota nebola ešte stanovená s dostatočnou presnosťou. Všetky sú typické pre wettersteinské vápence (ladin — cordevol) a boli v hojnom počte nájdené vo wettersteinských vápencoch rífovej fácie Slovenského krasu (v s. časti Silickej planiny, na Plešivskej planine a Hornom vrchu, J. Mello 1973). *Bacinella ordinata* Pantić a *„Problematikum"* Bystr. boli dosiaľ v Slovenskom krase zistené iba v spodnej časti wettersteinských vápencov.

## Faciálna rekonštrukcia

Bohatá fauna pochádza z wettersteinských vápencov rífovej fácie (tab. XII, obr. 1—5). Tento záver vyplýva tak z ekologických, ako i sedimentologických poznatkov. Rífové vápence (alebo aspoň ich spodná časť) je tu viazaná na prechodnú oblasť medzi sedimentmi panvového typu, ktoré sú rozšírené západnejšie (mohutný pruh „pseudoreiflinských" vápencov spodnoladinského veku j. od Silice a s. od Silickej Brezovej, porov. mapu J. Bystrický 1960) a sedimentmi riasových plošín, rozšírenými východnejšie (planina Dolný vrch) (J. Mello 1973).

Rífové teleso nebolo zatiaľ bližšie okontúrované. Jeho v.-z. rozmer, počítaný od vyklinenia „pseudoreiflinských" vápencov jv. od Vápencového vrchu po oblasť masového rozšírenia riasových fácií v oblasti z. od Somos tető (obr. 1 ), teda vlastne šírka rífového telesa presahuje pravdepodobne 1 km. Centrálna časť rífu sa dá očakávať práve v južnom a východnom okolí Siličky (Sokolia skala a jej blízke okolie), čomu nasvedčuje tak charakter odobratých a predbežne makroskopicky vyhodnotených vzoriek, ako i výrazná morfológia tejto oblasti.

Bohatá koncentrácia makrofosílií vznikla zrejme v okrajovej zóne rífu, pričom pravdepodobne išlo o oblasť obrátenú k otvorenému moru. Príslušnosť k okrajovej zóne obrátenej k „back-reefu" totiž vylučuje množstvo druhov zastúpených malým počtom jedincov. Uvedené druhy bivalvií a gastropódov predstavujú sesilný bentos. Množstvo gastropódov svedčí o prítomnosti rastlín, ktoré mohli existovať len v dostatočne presvetlenom mori.

## Záver

Predložený príspevok má iba informatívny charakter. Lokalita a jej okolie zostávajú naďalej predmetom podrobného štúdia. Prínos k ďalším spresneniam stratigrafickej pozície i faciálnej interpretácie môžeme očakávať najmä od série profilov vedených v severojužnom smere, teda kolmo k ryhe plynovodu, z ktorej pochádza prevažná časť doterajšieho materiálu.

Do tlače odporučil J. Bystrický

## LITERATÚRA

ALLASINAZ, A. 1972: Revizione dei Pettinidi Triassici. Riv. ital. Paleont., 78, 2, 24 tab., s. 189—482. Milano.

BYSTRICKÝ, J. 1960: Príspevok ku geológii Slovenského krasu (Územie medzi Silicou a Domicou). Geol. práce, Správy 18, s. 5—27. Bratislava.
BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Ústr. úst. geologický, 204 s. red. Bratislava.
MELLO, J. 1973: Litológia a fácie stredno a vrchnotriasových karbonátov centrálnej časti Slovenského krasu. Kand. diz. práca. Manuskript-archív geol. úst. SAV, 148 s. Bratislava.
SIBLÍK, M. 1971 a: New Anisian Rhynchonellid from Slovakia. Geol. zbor. Geologica carpathica, 22, č. 1, s. 159—167. Bratislava.
SIBLÍK, M. 1971 b: Rhynchonellidní ramenonožci anisu Slovenského krasu. Geol. práce, Správy 56, s. 163—184. Bratislava.
SIBLÍK, M. 1972: Spiriferidní a terebratulidní ramenonožci anisu Slovenského krasu. Geol. práce, Správy 59, s. 179—202. Bratislava.

## Vysvetlivky k tabuľkám VII—XII

### Tabuľka VII

Obr. 1 *Spiriferina pectinata* Bittn. ×2
Obr. 2 ? *Pentactinella* sp. n. ×5
Obr. 3 *Spiriferina fragilis* (Schloth.) ×2
Obr. 4 *Spiriferina fragilis* (Schloth.) ×2
Obr. 5 *Decurtella* aff. *vivida* (Bittn.) ×2
Obr. 6 *Mentzelia mentzeli* (Dunk.) ×2
Obr. 7 *Mentzelia* aff. *dalmani* (Klipst) ×3
Obr. 8 *Cruratula* aff. *forficula* (Rothpl.) ×2
Foto: M. Páralová

### Tabuľka VIII

Obr. 1 *Daonella* sp. 1. ×2,3
Obr. 2 *Camptonectes (Annulinectes)* sp. ×1,7
Obr. 3 *Chlamys (Praechlamys)* sp. (ex. gr. *broilii* Phil.) ×1,7
Obr. 4 *Bakevellia* aff. *costata* (Schloth.) ×3
Obr. 5 *Protopis* cf. *joannae* (Waagen) ×1,8
Obr. 6 *Chlamys (Praechlamys)* aff. *paronai* (Tommasi) ×1,6
Obr. 7 *Chlamys (Praechlamys)* sp. (ex Gr. *broilii* Phil.) ×1,1
Obr. 8 *Leptochondria* cf. *subalternans* (d' Orb.) ×2,4

### Tabuľka IX

Obr. 1 *Mysidioptera cainalloi* (Stoppani) ×1,3
Obr. 2 *Cassianella* sp. (ex Gr. *angusta* Bittn.) ×2,5
Obr. 3 *Mysiodioptera fassaensis* (Salomon) ×2,5
Obr. 4 *Daonella* sp. 2 (ex gr. *pichleri* Mojs.) ×2,5
Obr. 5 *Trigonodus* ? sp. ×2,5
Obr. 6 *Mysidioptera cainalloi* (Stoppani) ×1,1
Obr. 7 *Entolium* aff. *contemptibile* (Stoppani) ×1,8
Obr. 8 *Pseudomyoconcha* sp. (ex gr. *maximilianileuchtenbergensis* Kipst.) ×2,8

### Tabuľka X

Obr. 1 *Umbonium* aff. *vinassai* Tommasi ×2,3
Obr. 2 *Diocosmos* aff. *maculosus* (Klipstein) ×2,3
Obr. 3 *Trypanostylus* aff. *geographicus* (Stoppani) ×3,3

Obr. 4 *Coelostylina (Gradiella) fedaiana* (Kittl) ×1,4
Obr. 5 *Sisenna* sp. ×1,3
Obr. 6 *Coelostylina (Gigantogonia) princeps* (Stoppani) ×1
Obr. 7 *Turbonitella* ? *gracillima* Böhm ×4,4
Obr. 8 *Leptochondria inaequistriata* (Goldfuss) ×3
Foto. Tab. II—IV L. Deák—M. Kochanová

Tabuľka XI

Niektoré mikrofosílie z wettersteinských vápencov v lokalite Silička (foraminifery určila O. Jendrejáková, problematiká J. Mello).
Obr. 1 Osteň ježovky (šikmý rez), Si-264/$D_2$, v. č. 52—726, ×30
Obr. 2 Rez schránkou hlavonožca, SI-266/B, v. č. 52—736, ×11
Obr. 3 Úlomok koralita, SI-266/H, v. č. 52—744, ×12
Obr. 4 *Bacinella ordinata* Pantić (úlomok), SI-264/$D_1$, v. č. 52—725 ×50
Obr. 5 *Endothyranella wirzi* (Koehn.—Zan.) SI-266/$D_1$, v. č. 51—743, ×60
Obr. 6 *Endothyra* sp., SI-264/A, v. č. 52—723, ×45
Obr. 7 *Diplotremina* aff. *astrofimbriata* Krist.-Tollm., SI-266/$D_1$, v. č. 51—743, ×60
Obr. 8 *Tubiphytes obscurus* Maslov, SI-266/$C_1$, v. č. 52—737, ×30
Obr. 9 *Rheopax* aff. *asper* Cushman et Waters, SI-264/A, v. č. 52—724, ×33
Obr. 10 *Baccanella floriformis* Pantič, SI-269/$A_1$ v. č. 52—750, ×30
Obr. 11 *Variostoma* ? sp., SI-264/$D_1$, v. č. 52—725, ×65
Obr. 12 *Diplotremina* sp., SI-264/A, v. č. 52—723, ×65
Foto. J. Mello

Tabuľka XII

Štruktúry wettersteinských vápencov v lokalite Silička a v jej blízkom okolí.
Obr. 1 Organogénna brekcia, vrchol výšinky 70 m západne od lokality, SI-262, nábrus ×0,7
Obr. 2 Organodetriticko-lumachelový vápenec, SI-266/G, nábrus ×0,8
Obr. 3 Organodetritický vápenec (biosparit) s prierezmi solenopór, problematík a neidentifikovateľného organogénneho detritu. SI-265/C, v. č. 52—729, ×8
Obr. 4 Organodetritický vápenec (biosparit) s *Tubiphytes obscurus*, ? *Ladinella porata* a s prierezmi húb, drobných rias, krinoidových článkov a neidentifikovateľného organogénneho detritu. SI-264/$D_1$, v. č. 52—725, ×8
Obr. 5 Organogénny vápenec (biolithit). Rekryštalizované prierezy rífotvorných organizmov sú obaľované spleťou inkrustujúcich organizmov. SI-263, v. č. 52—722, ×8
Foto: obr. 1, 2 L. Deák; obr. 3—5 J. Mello

M. KOCHANOVÁ – J. MELLO – M. SIBLÍK

## FOSSILIEN AUS DEM WETTERSTEINKALKE DES SLOWAKISCHEN KARSTES (LOKALITÄT SILIČKA)

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

In diesem Artikel legen wir einen kurzen Bericht über einen neuen Fund einer interessanten Fossilienvergesellschaftung im Slowakischen Karst vor.

Auf dem Silicer Plateau südöstlich vom Jägerhause Silička hat J. Mello eine bedeutsame Makrofossilienlokalität im Wettersteinkalke gefunden. Der Reichtum der Fauna sowie auch der Bereich dieser Lokalität hat alle bisher bekannte Funde in den Wettersteinkalken der Westkarpaten überschritten. Neben der reichen Vergesellschaftung von Mikrofossilien, welche die Wettersteinkalk-Riffazies im Slowakischen Karst cha-

rakterisieren, hat diese Lokalität auch zahlreiche Brachiopoden, Bivalvien und Gastropoden geliefert. Bisher unbestimmte Krinoiden und Nautiloiden treten hier auch häufig auf. Die Faunenliste mit den Exemplarnummern und der stratigraphischen Reichweite der bestimmten Arten befindet sich im slowakischen Text des Artikels. Das gemeinsame Vorkommen von Individuen, die zu den verschiedenen Faunengruppen gehören, ermöglichte die Korrelation der Ergebnisse durchzuführen. Trotzdem, dass sich bei dem Versuch um eine feinere Stratifikation bei den einzelnen Arten ziemlich unterschiedliche Angaben ergaben, können wir doch behaupten, dass die ganze Vergesellschaftung der Fossilien demselben stratigraphischen Niveau angehört. Sie entstand in einer näher nicht abgegrenzten Zone der Zeitperiode des Ladin – Cordevol.

Die ervähnte reiche Anhäufung von Makrofossilien bei Silička ist der Randzone des Riffs zuzuteilen, und zwar seinem zum offenen Meer zugewandten Gebiete. Die Zugehörigkeit zur „back-reef" zugewandten Zone scheint durch die Menge der Arten, die aber mit sehr wenigen Exemplaren vertreten sind, ausgeschlossen zu sein.

*Diplopora annulata* und *Teutloporella herculea*, in der Faunenliste des slowakischen Textes angeführte Arten, stammen aus dem Gebiet östlich von der beschriebenen Lokalität (Abb 1, Erklärung 10, 11). Sie gehören schon zu der „back-reef" Lagunenfazies.

Übersetzt von M. Kochanová

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 67—83 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

ALFONZ BUJNOVSKÝ

# JURA KRÍŽŇANSKÉHO PRÍKROVU SZ. ČASTI NÍZKYCH TATIER

(3 obr., 1 tab. v texte, 4 tab. na kriede)

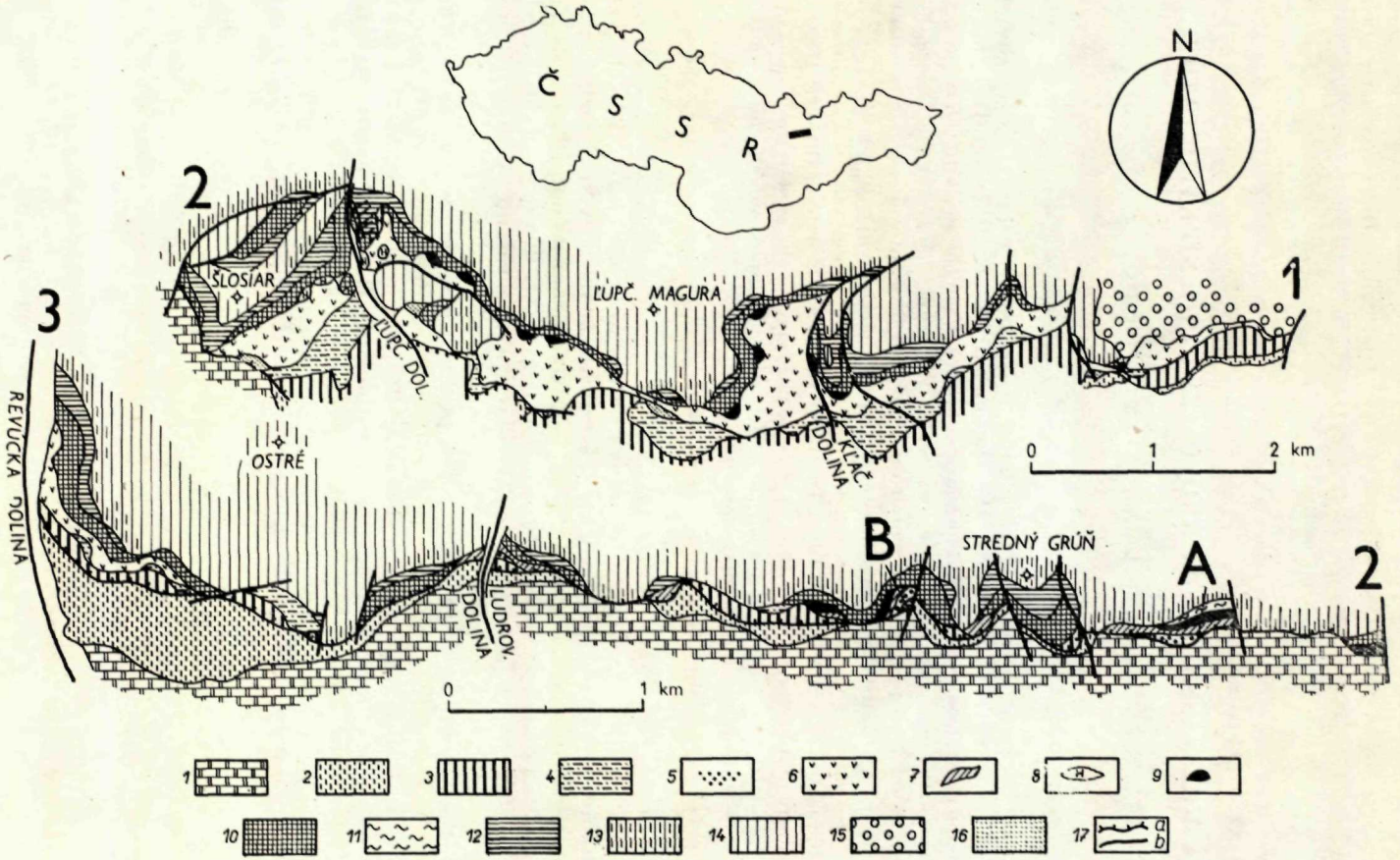
Abstract. Jurassic lithostratigraphic units in the Krížna nappe of the northwestern part of the Nízke Tatry comprise the Hettangian to the Tithonian. Their maximal continuous thickness is 360 m. Besides facies changes, from the south to the north (across the axis of the geosyncline) there were also E—W lateral changes in the Liassic. Facial differences indicate tectonic differentiation of the sea floor into local troughs with sedimentation of Allgäu beds (Fleckenmergel — spotty marls) and into horsts.

On the horst (the sattle of Salatín) sedimented cyanophytic, oolitic limestones and thin layers of red Adnetian beds. The horst zone slightly extended to the Doggerian in the form of limestones of the Bositra (Posidonia) type. In the area of the Krížna nappe the typical Hierlatz beds (Domerian) and the Malmian limestones of the Ammonitico rosso type were found for the first time.

Jurské fácie krížňanského príkrovu vystupujú v sz. časti Nízkych Tatier od doliny Križianky po revúcku tektonickú zónu. Pôvodný sedimentačný priestor týchto alochtónnych fácií ako súčastí krížňanského príkrovu sa podľa všeobecne prijímanej koncepcie A. Bieleho—O. Fusána (1965, s. 146, 1967, s. 54—8) nachádzal medzi tatridami a veporidami. V dnešnej presunutej pozícii krížnanského príkrovu sa tieto alochtónne fácie jury nachádzajú iba v tektonicky prerušovaných pruhoch a v redukovaných šošovkách (obr. 1). Tektonická redukcia a kontakty vzdialených litostratigrafických jednotiek sú spôsobené druhou sekundárnou presunovou plochou. Táto druhá šariážna plocha bola pri geologickom mapovaní krížňanského príkrovu jasne preukázaná na úrovni karpatského keupru.

Nesúvislé odkryvy jury v tomto pásme boli predmetom štúdií viacerých autorov. Zo starších L. Zejszner (1852), L. Hohenegger (1857), D. Štúr (1860, 1868), ktorí v širšej oblasti Nízkych Tatier a Veľkej Fatry zistili: grestenské vrstvy, fleckenmergel, adnetské vrstvy a korelovali ich s typovými lokalitami Východných Álp. V novších prácach A. Matějku (1927, s. 544—7) nachádzame už zreteľne vyčlenené: ružové celistvé vápence s *Aegoceras* sp., *Arietites* sp., rádiolarity, aptychové vápence, kalpionelové vápence. V práci J. Koutka

RNDr. A. Bujnovský, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava
Autor vyslovuje poďakovanie dr. M. Kochanovej, dr. M. Rakúsovi, dr. J. Pevnému za určovanie makrofauny a cenné pripomienky k problematike jury.


Č S S R
N
2
3
1
ŠLOSIAR
ĽUPČ. DOL.
ĽUPČ. MAGURA
OSTRÉ
REVÚCKA DOLINA
DOLINA ĽUDROV.
DOLINA KLAČ.
STREDNÝ GRÚŇ
A
B
0 1 2 km
0 1 km
1 2 3 4 5 6 7 8 9
10 11 12 13 14 15 16 17 a b

(1930, s. 476—481): „grestenské vrstvy" spodného liasu, „škvrnité sliene", pestré liasové (adnetské) vápence a vápence s ? Posidonia.

Najnovšie litofaciálne a paleontologické štúdie liasu M. Mišíka—M. Rakúsa (1964) v nadväzujúcej oblasti krížňanského príkrovu ukázali na postupnú zámenu fácií od juhu k severu (naprieč osou geosynklinály). Podľa týchto autorov l. c. (s. 194—5) je lias v tejto časti územia súčasťou s. oblasti krížňanského príkrovu. Táto oblasť sa vyznačuje vytrácaním červených hľuznatých vápencov, cyanofytových vápencov a lias je v nej zastúpený iba grestenskými vrstvami a fáciou fleckenmergel.

Okrem heteropie fácií naprieč osou geosynklinály možno v geologickej mape (obr. 1) pozorovať laterálne faciálne zmeny aj v smere V-Z. Faciálne rozdiely v tomto smere poukazujú na tektonickú diferenciáciu morského dna najskôr pozdĺž oslabených zón — priečnych s.—j. zlomov aktívnych najmä v liase.

## Litostratigrafia

### Lias

V liase krížňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier bolo možné vyčleniť tieto litostratigrafické jednotky:

1. grestenské vrstvy s. l. (hettang), 2. cyanofyto-oolitické vápence (spodný sinemur), 3. adnetské vrstvy s. l. (spodný sinemur — carix), 4. adnetské vrstvy s. str. (domer — toark), 5. hierlatzské vrstvy (domer), 6. allgäuské vrstvy (spodný sinemur — toark).

#### 1. *Grestenské vrstvy s. l.*

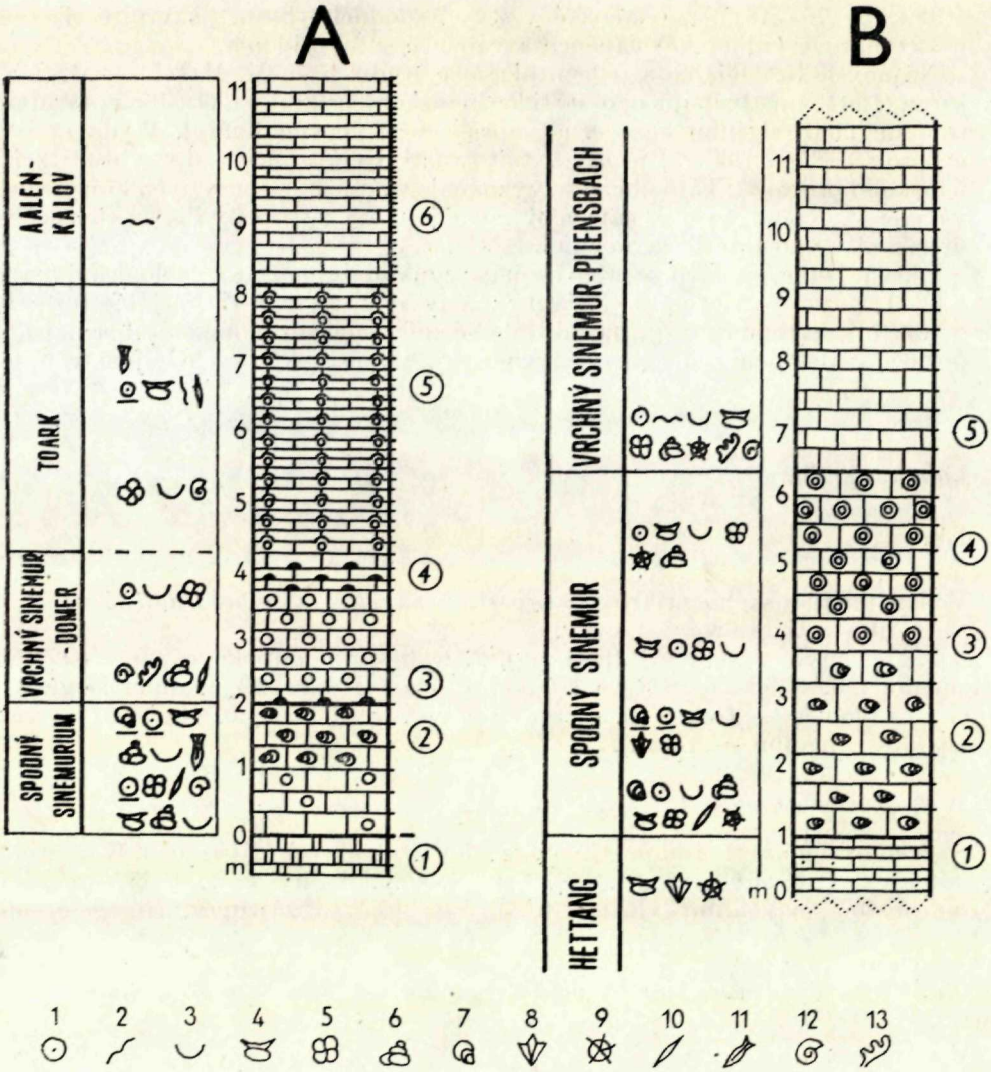
S grestenskými vrstvami pri Grestene ich v centrálnych Západných Karpatoch koreloval D. Štúr (1860, s. 39). Od typovej lokality sa však líšia menšou mocnosťou, chýbaním vložiek uhoľných slojí so zástupcami *Cycadopsida*

---

Obr. 1 Geologická mapa jury krížňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier (A. Bujnovský 1972)

Vysvetlivky:

1 — dolomity — stredný-vrchný trias; 2 — karpatský keuper — vrchný karn-nor; 3 — schwabsko-karpatský ret; 4 — grestenské vstvy s. l. — hettang; 5 — cyanofyto-oolitické vápence — spodný sinemur; 6 — allgäuské vrstvy (fleckenmergel) — spodný sinemur — domer — toark; 7 — adnetské vrstvy s. l. — spodný sinemur — carix; 8 — hierlatzské vrstvy — domer; 9 — adnetské vrstvy s. str. — domer — toark; 10 — kremité rádiolárioyé vápence, radiority (aalen — kalov); 11 — vápence z Bositra (Posidonia) — dogger; 12 — aptychové a sakkokomové vápence auct. (vápence typu Ammonitico rosso) — oxford — spodný titón; 13 — kalpionelové vápence — Biancone s. l. — vyšší titón — spodný berrias; 14 — slienité vápence a bridlice — vyšší berrias — hauteriv; 15 — bazálny paleogén Liptovskej kotliny — vrchný lutét — sp. priabon; 16 — hlinito-kamenité svahové sedimenty — pleistocén; 17 — a) sekundárna presunová línia krížňanského príkrovu, b) zlomy




Obr. 2 Litostratigrafické profily lias-doggeru krížňanského príkrovu

Profil A (Sedlo Salatína)

1 — dolomity vrchného triasu; 2 — sivé biomikritické cyanofytokrinoidové vápence s ojedinelými intraklastami (max. 2,25 mm) a klastickým kremeňom (do 0,15 mm); 3 — pestré kalové biomikritické vápence — adnetské vrstvy s. l. s ojedinelými zrnkami klastického kremeňa (do 0,12 mm); 4 — pestré ružové adnetské vápence s. l. s náznakom hľuznatosti; 5 — adnetské vrstvy s. str. tmavočervené hľuznaté biomikritické vápence s ojedinelými úlomkami (1,5—3 cm) biomikritických vápencov s *Phymatoceras binodata* a *Hildoceras bifrons;* 6 — vápence z Bositra (Posidonia), sivozelené, vrstevnaté (3—7cm) vápence, zložené s tenkostenných schránok typu Bositra, ojedinele prítomný klastický kremeň a šupinky sericitu.

a nižším stratigrafickým rozsahom. Podľa členenia F. Trautha (1909 in H. Hölder 1964, s. 360) siahajú grestenské vrstvy pri Grenstene vrchnými ílovcami až do doggeru. Napriek týmto rozdielom sa s nimi zhodujú obsahom pieskovcov, bridlíc a piesčitých vápencov, častým výskytom *Chlamys valoniensis* Defr. a charakteristickým litorálnym druhom *Gryphaea arcuata* Lam. Celková mocnosť grestenských vrstiev v severozápadnej časti Nízkych Tatier kolíše od 0—50 m. Ležia nad schwabsko-karpatskými fáciami retu s *Rhaetavicula contorta* Portl. a *Rhaetina gregaria* Suess. Predstavujú litorálne, flyšoidné vrstvy zložené z piesčito-krinoidových vápencov, vápnitých pieskovcov s polohami bridlíc. Piesčito-krinoidové vápence obsahujú často oolity, premenlivé množstvo klastického kremeňa a sericitu. Organickú časť zastupujú schránky bivalvií, brachiopódov, články echinodermat, ostrakódy, ostne ježoviek a *Cyanophyceae*. Zvýšeným obsahom klastického kremeňa prechádzajú až do vápnitých pieskovcov so šikmým zvrstvením a laminációu. Prevládajú v nich ostrohranné zrnká klastického kremeňa (cca 0,5mm), muskovit a živce, akcesoricky je v nich prítomný zirkón, rutil, turmalín, pyrit, chlorit a hnedé koloidy.

Sivé až čierne bituminózne bridlice uprostred pieskovcov a vápencov tvoria vo výbruse hnedú ílovitú hmotu so šupinkami sericitu, limonitovými šmuhami a ílovitými minerálmi. Obsahujú až 69,67 % ner. zvyšku a 15,88 % $Al_2O_3$. Okrem zriedkavých bivalvií obsahujú bridlice početné hladké ostrakódy spodného liasu.

Faunu z grestenských vrstiev v Kľačianskej doline uvádza už D. Štúr (1860): *Gryphaea suilla* = (*Gryphaea arcuata* Lam.), *Lima giganteum* = (*Plagiostoma giganteum* Sow.). Približne na tej istej lokalite č. 97 (obr. 3) bola zistená: *Plicatula* cf. *deslongchampsi* Terq.-Prette, *Antiquilim succincta* (Schloth.), *Chlamys* cf. *thiollieri* (Martin); lokalita č. 35 (obr. 3): *Chlamys* cf. *dispar* (Terq.), *Chlamys valoniensis* (Defr.); lokalita č. 53 (obr. 3): *Chlamys dispar* (Terq.), *Chlamys thiollieri* (Martin), *Parallelodon hettangiensis* (Terq.); lokalita č. 74 (obr. 3): *Chlamys* sp.; lokalita č. 202 (obr. 3); *Cardinia* sp., *Anomia* sp., *Plagiostoma* sp., *Spiriferina obtusa* Oppel, „*Rhynchonella*" *gryphitica* Quenst.; lokalita č. 390b (obr. 3): *Plicatula lotharingiae* Terg. et Pritte, *Gryphaea* cf. *pictetiana* (Stopp.).

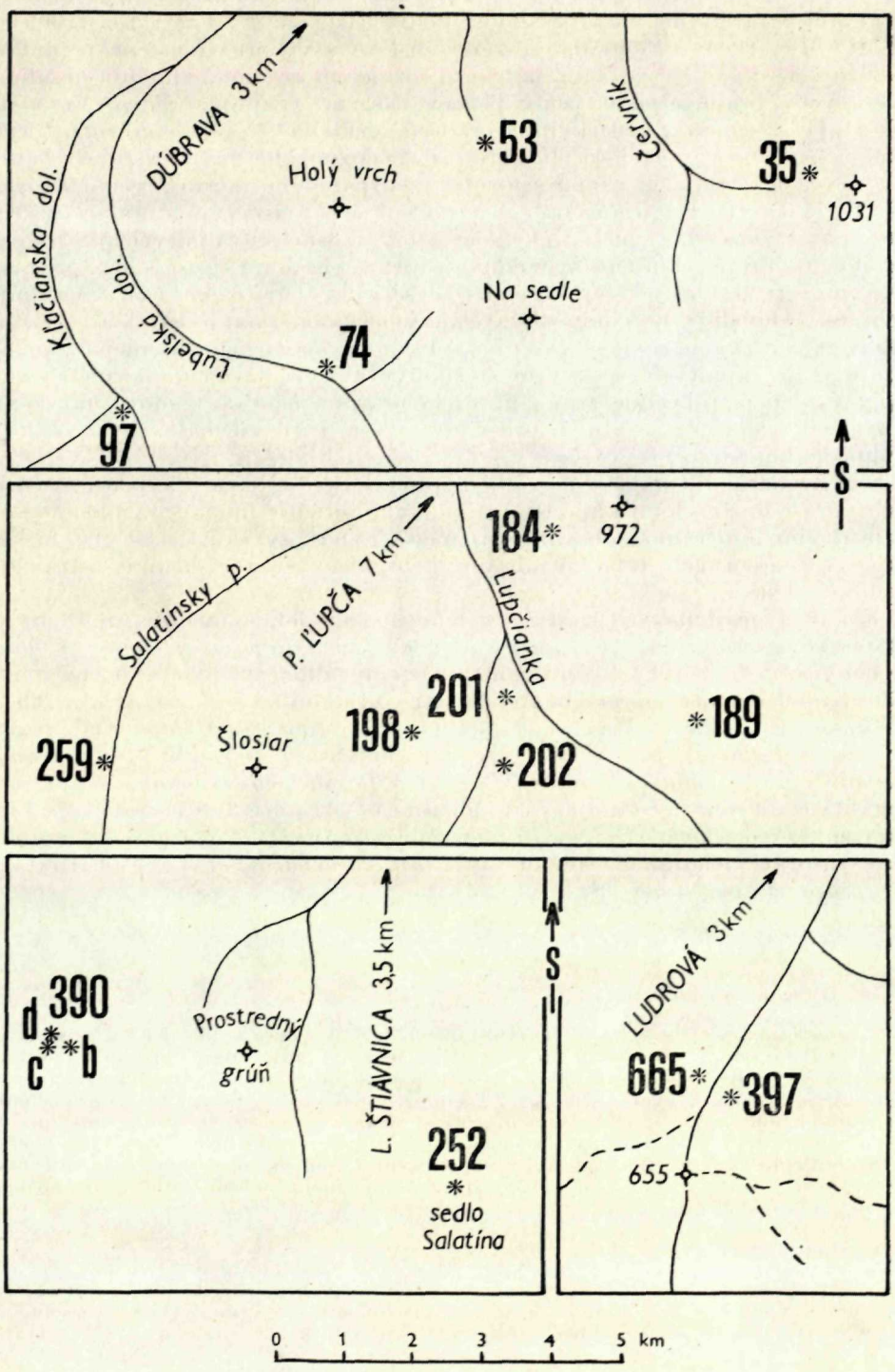
---

Profil B (Komornícka dolina)

1 — grestenské vrstvy s. l. — piesčito-lumachelové vápence s klastickým kremeňom (max. 0,24 mm do 5 %), ojedinelými šupinkami sericitu, autigénnym pyritom s *Plicatula lotharingiae, Gryphaea* cf. *pictetiana;* 2 — lavicovité (40—50 cm) cyanofyto-krinoidové vápence s hľuzkami cyanofyceí do 2—3 mm, pseudoolitmi, autigénnym kremeňom, hnedými koloidmi; 3 — žltosivé oomikritické vápence (oolity do 60 %), maxim. do 0,5 mm s ojedinelým autigénnym kremeňom; 4 — sivé oomikritické vápence (oolity + + bioolity do 50 %) veľkosti do 0,7 mm, autigénny kremeň do 0,1 mm; 5 — adnetské vrstvy s. l. — ružové slabokrinoidové vápence s ojedinelým obsahom autigénneho kremeňa, mikrostilolitmi, vyplnenými žel. pigmentom s *Echioceras raricostatum.*

Vysvetlivky k fosíliám:

1 — články echinodermat; 2 — filamenty a schránky typu Bositra; 3 — ostrakódy; 4 — prierezy bivalvií; 5 — foraminifery; 6 — gastropody; 7 — cyanofyty; 8 — brachiopódy; 9 — ostne ježoviek; 10 — ihlice spongií; 11 — belemnity; 12 — amonity; 13 — aptychy




Obr. 3 Situačné mapky paleontologických lokalít

Cefalopody sú zriedkavé a doposiaľ sú známe iba nálezy D. Štúra (1860): *Psiloceras psilonotum* (Quenst.) — V. Rakytov (V. Fatra), M. Rakúsa (1964, s. 190): *Schlotheimia* sp. (Borišov, V. Fatra), poukazuje na hettang. Paleontologická hranica oproti rétu je stanoviteľná aj bivalviami: *Chlamys dispar* Terq., *Plagiostoma giganteum* (Sow.) (M. Kochanová 1967, s. 36).

2. *Cyanofyto-oolitické vápence*

Pôvodne ich opísal J. Koutek (1930, s. 477) ako oolitické vápence, neskoršie M. Mišík—M. Rakús (1964, s. 166—7) ako litofáciu cyanofytových vápencov Vystupujú v sedle Salatína a v Komornickej doline (obr. 2, profil A, B) v nadloží grestenských vrstiev. Na báze prevládajú cyanofytové polohy s hrúbkou lavíc 40 cm, vyššie prechádzajú do oolitických vápencov. Celková mocnosť kolíše od 0 do 6 m. Cyanofytové vápence zodpovedajú „natlačeným" biomikritom s hľuzkami cyanofyceí od 0,7—1,7, max. 2—3 mm. Okrem toho obsahujú detrit čl. echinodermat, ostrakódy, gastropódy, schránky bivalvií, jednoosé ihlice spongií, ostne ježoviek, foraminifery z čeľade *Nodosaridae* a brachiopódy.

Oolitické vápence v bezprostrednom nadloží zodpovedajú oomikritom. Prevládajú oolity, často silicifikované s obsahom 50—60 % od 0,5—0,7 mm. V jadrách oolitov sa nachádzajú úlomky článkov echinodermat, bivalvií, ostne ježoviek, okrem týchto organizmov sú prítomné vo vápencoch ostrakódy, foraminifery (*Nodosaria* sp.) a gastropódy. Zriedkavo obsahujú intraklasty karbonátových hornín, pellety, autigénny kremeň (cca 1 %).

Cyanofyto-oolitické vápence sedimentovali na prahoch v plytkovodnom nepokojnom prostredí. Optimálna hĺbka pre vznik vápnitých oolitov podľa H. et G. Termiera (1952, s. 112), L. Dangearda (1941) je —6 m, max. —12 m. Cyanophyceae — typické organizmy litorálu sú viazané na najvrchnejšiu časť eufotickej zóny.

Spodnosinemurský vek potvrdzuje ich pozíciu nad grestenskými vrstvami hettangu a pod adnetskými vrstvami s. l. s arietitmi a *Paltechioceras nodotianum* (d'Orb.) v Ludrovianskej doline.

3. *Adnetské vrstvy s. l.*

Zodpovedajú pestrým kalovým vápencom M. Mišíka—M. Rakúsa (1964, s. 185, 191). Objavujú sa z. od Salatínskeho sedla ako netypické adnetské kalové vápence bez hľuznatosti. Farba — ružová, žltozelená, hrúbka lavíc 10—30 cm, celková mocnosť 0—6 m. Mikroskopicky zodpovedajú voľne loženým biomikritom s detritom článkov echinodermat, juvenilných lamelibranchiát, ostrakódmi, foraminiferami — *Lenticulina* sp.; *Nodosaria* sp.; gastropódmi, ostňami ježoviek, aptychmi, juvenilnými schránkami amonitov, ihlicami spongií a početnými belemnitmi. Ich mikritická hmota je silne preniknutá červenými koloidmi Fe, zriedkavo sa v nej nachádza autigénny kremeň do 0,12 mm.

Faunu z týchto vápencov udávajú viacerí autori: D. Štúr (1868) — Ludrovianska dolina, lok, č. 397 (obr. 3): *Paltechioceras nodotianum* (d'Orb.), A. Matějka (1927, s. 544) — *Androgynoceras* sp., *Arietites* sp., M. Rakús (1964, s. 121): *Asteroceras obtusum* (d'Orb.), lok, č. 665 (obr. 4): *Coenoceras striatum*

(Sow.), lok. č. 390c (obr. 4): *Echioceras raricostatum* (Zieten). Vek: Fauna poukazuje na spodný sinemur s *Arietites* sp. až *Carix* s *Androgynoceras* sp.

4. *Adnetské vrstvy s. str.*

Vystupujú na j. svahu Ľupčianskej Magury, v doline Salatinky, v sedle Salatína a Kriváňa a v Komornickej doline (porovnaj geol. mapu obr. 1). Sú superponované radiolaritmi, alebo vápencami s Bositra. Nachádzajú sa však iba v nesúvislých šošovkách ako dôsledok tektonickej redukcie a heteropie fácií. Vápence sa dokonale litologicky zhodujú s „Knolenkalke" adnetských vrstiev Východných Álp (porovnaj J. Wendt 1969, s. 105—115). V centrálnych Západných Karpatoch ich prvý koreloval L. Hohenegger (1857, s. 145) neďaleko Šturca.

Bazálnu časť vrstiev predstavujú ružové slabokrinoidové vápence s typickými hľuzami, mazdrami epigenetického chloritu a limonitovými kôrami. Hľuznaté lavice sú bohaté na amonity a belemnity. Vo vyšších polohách (j. od Kriváňa k. 1236 m) sa v nich nachádzajú vložky (2—5 cm) červených ílovitých bridličiek, pásy a hľuzy tmavočervených rohovcov. Mikroskopicky zodpovedajú biomikritom (90 %), biosparitom (10 %) s touto frekvenciou mikrofaciálnych prvkov: organické zvyšky (100 %), články echinodermat (100 %), ostrakódy (80 %), foraminifery (70 % — *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., ihlice spongií (50 %), gastropódy (40 %), filamenty (40 %), aptychy (30 %), ostne ježoviek (30 %), juvenilné schránky amonitov (20 %), koprolity (10 %), sesilné foraminifery (10 %), belemnity (10 %).

Červené koloidy Fe (60 %), klastický kremeň (30 %), intraformačné úlomky biomikritických vápencov až do 1,8 cm (30 %), autigénny kremeň (30 %), mikrostyllolity (30%), chalcedón — kvarcín (10 %).

Ich malá mocnosť 0—6 m súvisí s ich vznikom na morských prahoch v dobre vetranom oxidačnom prostredí s početnými cefalopodmi. Limonitové inkrustácie na vrstevných plochách i malá mocnosť (porovnaj R. Hollman 1962) sú ukazovateľom veľmi pomalej subsidencie.

Fauna: Lok. č. 189 (j. svah Ľupčianskej Magury): *Calliphylloceras nilsoni* (Hébert), *Harpoceras* cf. *falcifer* (Sow.), *Harpoceras* cf. *exaratum* (Young et Bird), *Peronoceras aff. desplacei* (d'Orb.), *Catacoeloceras* sp.; lok. č. 252 (sedlo Salatína): *Canavaria haugi* (Gemm.), *Arieticeras algovianum* (Oppel.), *Hildoceras bifrons* (Brugière), *Phymatoceras binodata* (Buckmann). Z tej istej lokality uvádza J. Koutek (1930, s. 478): *Coeloceras (Dactylioceras)* sp. ind.; lok. č. 259 (Salatínsky potok): *Hildoceras bifrons* (Brugière), *Dactylioceras* sp., *Phymatoceras binodata* Buckmann): lok, č. 309d (Komornícka dolina): *Callyphilloceras nilsoni* (Hébert), *Lytoceras francisci* (Oppel).

Vek: Podľa uvedenej fauny by sedimentácia typických adnetských vrstiev začala od domeru s *Arieticeras algovianum, Canavaria haugi* a zanikla koncom toarku s *Phymatoceras binodata.*

5. *Hierlatzské vrstvy*

Už E. Suess (1852, s. 171), neskoršie F. Hauer (1853, s. 475) zreteľne odlišovali vo vápencoch liasu litofáciu bohatú na cefalopody — adnetské vrstvy a litofáciu s prevahou krinoidov, brachiopódov a bivalvií — hierlatzské vrstvy.

Hierlatzké vrstvy v severozápadnej časti Nízkych Tatier neboli doposiaľ známe. Vystupujú v Ľupčianskej doline nad allgäuskými vrstvami, alebo tvoria prechodnú fáciu medzi allgäuskými a adnetskými vrstvami. Predstavujú sivé celistvé, slabokrinoidové vápence s polohami organodetritických hrubokrinoidových vápencov. Na zvetraných plochách možno zriedkavo pozorovať náznaky hľuznatosti a mazdry epigenetického chloritu. Celistvé polohy zodpovedajú biomikritom, organodetritické polohy biosparitom — biosparruditom. Z organizmov sú v nich zastúpené úlomky článkov echinodermat, ihlice spongií, foraminifery — *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., ostrakódy, prierezy aptychov a belemnity. Okrem toho obsahujú domerskú faunu typickú pre hierlatzské vrstvy — brachiopódy (*Spiriferina*, *Rhynchonella*), bivalviá a cefalopody (porovnaj Lex. strat. ind. V. I. fasc. 8, s. 202—3; fasc. 6b, s. 78—9).

Fauna: lok. č. 201. Brachiopódy: *Spiriferina obtusa* Oppel, *Lobothyris adnethensis* (Suess), *Nucleata nimbata* (Oppel), *Nucleata* cf. *nimbata* (Oppel.), „*Rhynchonella*" *sejuncta* Böse, „*Rhynchonella*" *paoli* Canav. Bivalvia: *Lima galatea* d'Orb., *Chlamys rollei* (Stol.), *Plagiostoma* cf. *deslongchampsi* (Stol.), *Plagiostoma* sp, *Unicardium sp.*, Gastropody: *Trochus* sp. Cefalopody: *Meneghiniceras lariense* (Men.), *Arieticeras* cf. *algovianum* (Oppel.), lok. č. 189. Brachiopódy: *Nucleata nimbata* (Oppel), *Spiriferina tumida* (Buck.); lok, č. 184, Brachiopódy: *Spiriferina alpina* Opp.

6. *Allgäuské vrstvy*, Guembel C. W. 1856 (syn. Fleckenmergel).

Prechodnú fáciu grestenských bridlíc do škvrnitých vápencov a slieňov predstavujú čierne bridličnaté sliene čiastočne už škvrnité v doline Bravno (J. Koutek 1930, s. 476). Celistvé sliene so stopami foraminifér, rekryštalizovanými úlomkami organizmov obsahujú hojne pyritu vo forme zrniek a šmúh. V ich nerozpustnom zvyšku zostáva podľa citovaného autora množstvo ílovitej usadeniny a pyritu. Prechádzajú do jednotnej fácie allgäuských vrstiev, dosahujúcich na južnom svahu Ľupčianskej Magury 150 m. Ide o bežný typ mikrokryštalických škvrnitých lavicovitých (10—40—60 cm) vápencov s vložkami bridlíc. Ostro ohraničené škvrny vo fleckenmergli pochádzajú podľa W. Beslera (1959, s. 443) z organických substancií, ktoré na ceste tvorby hnilokalu difundovali za zvýšeného tlaku do horniny a tým spôsobovali lokálne hnedé sfarbenie. Kremité vložky majú podradný význam vo forme kremitého fleckenmerglu M. Mišíka—M. Rakúsa (l. c. s. 107) pod rádiolaritmi. Organickú časť biomikritických vápencov predstavujú: kalcifikované ihlice spongií, detrit článkov echinodermat, zriedkavejšie foraminifery — *Frondicularia* sp., *Vidalina* sp., úlomky bivalvií, ostne ježoviek a ostrakódy. Mikritická hmota je vždy silne znečistená globulkami pyritu poukazujúcimi na nevetrané morské dno pri rýchlej subsidencii v čiastkovom žľabe. Podľa odhadu M. Mišíka—M. Rakúsa l. c. s. 185 škvrnité vápence sedimentovali v niekoľko stometrovej hĺbke, pričom faunu dna najčastejšie tvorili červy a hubky.

Nájdená fauna pochádza iba zo sute v Kľačianskej doline (800 m sz. od k. 895 m): *Eoderoceras* sp., V Ľupčianskej doline (nad horárňou Vršky) ? *Tropidoceras* sp., Dolina Črmné (nad k. 795): *Uptonia* sp. Východne od Rovného Dielu v Revúckej doline uvádza D. Štúr (1866): *Dactylioceras commune* (Sow.), *Pseudolioceras lythense* Young et Bird.

Vek: Časove možno začiatok sedimentácie allgäuských vrstiev klásť v neostrej hranici od spodného sinemuru po premenlivú vrchnú hranicu domer — toark. Na južnom svahu Ľupčianskej Magury sú superponované adnetskými vápencami s harpocerasmi, v Ľupčianskej doline ležia pod hierlatzskými vrstvami domeru s *Meneghiniceras lariense* a v Revúckej doline zasahujú allgäuské vrstvy pod radiolaritmi až do toakru, čo je typické pre severnú sedimentačnú oblasť krížňanského príkrovu (porovnaj M. Rakús l. c. s. 193). Stratigraficky by zodpovedali starším, stredným čiastočne mladším allgäuským vrstvám V. Jacobshagena (1958, 1965, s. 67) západnej časti severných vápencových Álp. Litologicky sa však od nich líšia najmä chýbaním konglomerátov, radiolaritov a „Epsilonkalke".

## Dogger

Litostratigraficky bolo možné v doggeri vyčleniť: 1. kremité rádioláriové vápence — rádiolarity, 2. vápence typu Bositra (*Posidonia alpina*).

### 1. *Kremité rádioláriové vápence — rádiolarity*

Predstavujú konštantnú fáciu, ktorá sa vyznačuje rytmickým striedaním tenkých lavíc kremitých radioláriových vápencov s pásmi a hľuzami rohovcov. Vo vyšších polohách obsahujú vápence medzivrstvičky (3—4 cm) bridlíc. Hrúbka lavíc (10—15 cm) vo vertikálnom a horizontálnom smere sa nemení na veľké vzdialenosti. Ohraničenie lavíc je ostré, často lemované zvetrávajúcimi pásmi rohovcov. Hľuzy rohovcov sú rozptýlené aj v samotných vápencoch. Základná hmota vápencov tvorená karbonátovým kalom je silne znečistená mikrokryštalickým $SiO_2$, ktorého obsah (Ľupčianska dolina) sa pohybuje od 34,2—49 % u rohovcov 64,6 % $SiO_2$ s globulkami pyritu, ílovitými minerálmi, autig. plagioklasmi. Mikroskopicky zodpovedajú biomikritom, pričom mikrofácie sú stabilné. Prevláda mikrofácia s kalcifikovanými radiolériami, zriedkavejšie s kalcifikovanými ihlicami hubiek radu *Lithystida* (označované ako desmy — M. Mišík 1966, s. 140). Okrem týchto organizmov obsahujú často *Globochaete alpina* a ostrakódy.

### 2. *Vápence typu Bositra buchi (Pos. alpina)*

Predstavujú lokálnu fáciu doggeru v sedle Salatína. Ležia nad červenými fáciami adnetských vrstiev a vytrácajú sa na krátku vzdialenosť.

Vápence sú sivozelené, vrstevnaté (3—7 cm), ich celková hrúbka je 3 m. Zodpovedajú „natlačeným„biosparitom so schránkami typu Bositra. Ojedinele obsahujú foraminifery a drobný detrit článkov echinodermat. Z minerálov sa vyskytuje zriedkavo autigénny kremeň, pyrit a šupinky sericitu.

V sz. časti Nízkych Tatier a vo Veľkej Fatre (porovnaj M. Mišík—M. Rakús 1964, s. 197) sú radiolarity a vápence typu Bositra v superpozícii nad adnetskými vrstvami toarku, čo poukazuje na ich sedimentáciu od aalenu a pod aptychovými a sakkokomovými vápencami oxfordu — sp. kimeridžu.

## Malm

Vykazuje väčšie faciálne zmeny ako dogger. Uplatňuje sa tu dvojčlenenie, platné v celom priestore Tethysu (porovnaj A. Fenninger—H. Flügel—H.

L. Holzer 1969, s. 348). Oxford až spodný titón zastupujú aptychové a sakkokomové vápence a bridlice, lokálne vápence typu *Ammonitico rosso* s. l. Tieto sú superponované kalpionelovými vápencami — *Biancone* s. l. a patria vyššiemu titónu až spodnému berriasu s tesným spojením titónsko-berriaskej fauny a pozvoľnou litologickou hranicou oproti slienitým vápencom neokómu.

1. *Aptychové a sakkokomové vápence*

Litologicky nadväzujú na podložné radiolariové vápence a radiolarity. Predstavujú sivozelené, červenkasté tenkovrstevnaté (2—5—8 cm) až bridličnaté slaboslienité vápence. Celková mocnosť v záreze Kľačianky a Ľupčianky s najlepšími odkryvmi dosahuje 25—50 m. Sú prevažne jemnozrnné, slabokrinoidové s ojedinelými šupinkami sericitu na vrstevných plochách. Orientačné vzorky z Kľačianskej doliny vykazujú: $SiO_2$ — 21,04 %, $Al_2O_3$ — 2,37 %, CaO — 40,27 %. Biomikritické vápence majú takúto frekvenciu mikrofaciálnych prvkov: organické zvyšky (100 %), kalcifikované radiolárie (77 %), pelagické krinoidy *Saccocoma* sp., často v laminách (77 %), kalcifikované ihlice hubiek (56,%), pelagické schránky bivalvií (49 %), prierezy aptychov (28 %), izolované indivíduá *Globochaete alpina* Lom. (28 %), *Stomiosphaera moluccana* Wanner (14 %), *Cadosina lapidosa* Vogler (14 %). Foraminifery: *Lenticulina* sp., *Protoglobigerina* sp. (14 %), ostrakódy (7 %), ostne ježoviek (7 %), juvenilné schránky amonitov (7 %), *Cadosina malmica* (Borza) (7 %), *Cadosina fibrata* Nagy (7 %), *Chitinoidella* sp. (7 %) a problematiká.

Z minerálov: autigénny pyrit (91 %), hnedé koloidy (91 %), klastický kremeň do 0,032 mm (70 %), sericit (42 %), zirkón (7 %) a ílovité minerály.

Laminované textúry (21 %), mikrostyllolity (35 %).

Litologicky a stratigraficky sa tieto vápence nápadne zhodujú s pelagickými fáciami Oberostalpinu — Saccocoma Kalke, aptychovými vrstvami čiastočne Oberalmerschichten (porovnaj A. Fenninger—H. Flügel—H. L. Holzer 1969, s. 345—352).

Fauna: Aptychy z týchto vápencov udávajú viacerí autori D. Štúr (1868), A. Matějka (1927, s. 546), v Ludrovianskej doline *Laevaptychus* cf. *obliqus* Volz. A. Matějka—D. Andrusov (1931, s. 70), J. Koutek (1932, s. 193), A. Bujnovský (1972, s. 43). Stomiosphaeridae: *Stomiosphaera moluccana* Wanner, Cadosinidae: *Cadosina malmica* (Borza), *Cadosina lapidosa* (Vogler, *Cadosina fibrata*) Nagy. Calpionellidae: *Remaniella cadisciana* (Colom). *Saccocoma* sp. vzhľadu (Lombardia) *arachnoidea* Brönn., (Lombardia) *angulata* Brönn., *(Eothrix) alpina* Colom „Y" tvaru.

Vek: Sedimentácia aptychových a sakkokomových vrstiev podľa *Cadosina fibrata* Nagy (porovnaj K. Borza 1969, tab. 1) začala v oxforde a ukončila v spodnej časti titónu pod kalpionelovými vápencami vyššieho titónu.

2. *Vápence typu Ammonitico rosso s. l.*

Nachádzajú sa východne od Ľubelskej doliny, kde predstavujú prahový laterálny ekvivalent aptychových a sakkokomových vápencov. Od aptychových a sakkokomových vápencov sa líšia výraznou hľuznatosťou a sýtočervenou, zelenkastou a fialovkastou farbou. Obsahujú početné kalcitické aptychy a belemnity. Litologicky a biofaciálne sa najviac približujú czorsztýnskym vápencom bradlového pásma (porovnaj D. Andrusov 1959, s. 184—5),

mediteránnemu typu — hľuznatým mäsovočerveným vápencom *Ammonitico rosso superiore* Benátskych Álp (porovnaj Lex. strat. int. Vol. I. fasc. 11, s. 87) a malmským hľuznatým vápencom — Knollenkalke — steinmühlským vápencom Východných Álp (porovnaj A. Fenninger—H. Flügel—H. L. Holzer — l. c. s. 347) tiež (Lex. strat. int. Vol. I, fasc. 8, s. 456). Chýbajú však doposiaľ zvyšky cefalopodov — *Perisphinctes, Phylloceras* okrem ojedinelých nálezov *Perisphinctes* sp., *Lytoceras* sp., J. Koutka (1932, s. 193) v blízkom Chočskom pohorí.

3. *Kalpionelové vápence — Biancone s. l.*

Svetlosivé zelenkasté vápence s hladkým lastúrnatým lomom. Dokonale vrstevnaté (30—40 cm) s medzivrstvičkami slienitých bridlíc. Celková mocnosť 30—50 m. Ležia na aptychových sakkokomových vápencoch, príp. vápencoch typu *Ammonitico rosso* s. l. Mikroskopicky ide o biomikritické vápence. V ich jemnej mikritickej karbonátovej hmote sú rozptýlené ílovité minerály, globulky pyritu a drobné aleuritické zrnká klastického kremeňa. Od vápencov neokómu sa v priemere líšia väčším obsahom $CaCO_3$ — 80—86 % a nižším obsahom ílovitých minerálov (J. Micheľ 1965).

Organická časť vápencov je tvorená prevažne tintinidami, radiolariami a tesným spojením vrchnotitónskej a berriaskej fauny.

Fauna: Calpionellidae: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch., *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.), Stomiosphaeridae: *Stomiosphaera moluccana* Wanner. Cadosinidae: *Cadosina fusca* Wanner. Okrem toho obsahujú početné izolované individuá *Globochaete alpina* Lombard, kalcifikované rádiolarie, schránky pelagických bivalvií, ihlice spongií, ostrakódy *Nannoconus* sp. Cephalopody: (pravá strana Ľupčianky k. 612 m) — *Frenguelliceras* cf. *magister* Leanza. Južne od Bieleho potoka uvádza M. Maheľ (1964, s. 110) titón — berriasku faunu: *Berriasella* ex. gr. *calisto* Orb., *Berriasella* cf. *cortzori* Kil., *Berriasella* ex. gr. *subchaperi* Ret. Táto pelagická fácia, bežne rozšírená v krížňanskom príkrove, sa najviac litofaciálne a biofaciálne zhoduje s Calpionellen-Kalke severných vápencových Álp (porovnaj A. Fenninger—H. Flügel—H. L. Holzer l. c., s. 348, tab. 2) a mediteránnou fáciou Biancone (porovnaj A. Farinacci 1967, s. 446) tiež (Lex. strat. int. Vol. I, fasc. 11, s. 12—13).

**Paleogeografia**

Jura krížňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier je zastúpená od hettangu po titón. Celková merateľná mocnosť jurských fácií dosahuje najviac 360 m. Pôvodný sedimentačný priestor litostratigrafických jednotiek jury, ako súčastí krížňanského príkrovu, sa podľa všeobecne prijímanej koncepcie A. Bieleho—O. Fusána (1965, s. 145, 1967, s. 64—8) nachádza medzi tatridami a veporidami. Lias sz. časti Nízkych Tatier v zmysle M. Mišíka— M. Rakúsa (l. c. s. 194) je súčasťou s. sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu, ktorá sa vyznačuje vytrácaním červených hľuznatých vápencov, cyanofytových vápencov a lias je v nej zastúpený prevažne grestenskými vrstvami a fáciou

fleckenmergel. Okrem faciálnych zmien od juhu k severu (naprieč osou geosynklinály, na ktorú poukázali M. Mišík — M. Rakús l. c. boli zistené laterálne zmeny aj v smere V-Z. Tieto faciálne zmeny v dĺžke cca 1 km laterálnych prechodov poukazujú na živú tektonickú diferenciáciu morského dna do lokálnych bazénov a prahov najskôr pozdĺž priečnych zlomov aktívnych najmä v liase. Súčasne tu môžeme pozorovať nápadné zvraty v subsidencii. Relatívne stabilné prahové zóny v liase s červenými fáciami malej mocnosti sú viazané na miesta maximálnej mocnosti strednotriasových a vrchnotriasových dolomitov Salatína.

Lias (hettang) krížňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier sa začína jednotnou sedimentáciou litorálnej piesčito-vápencovej bridličnatej fácie grestenských vrstiev s. l. (do 50 m). Vyznačuje sa častými oolitmi, laminációu, šikmým zvrstvením, poukazujúcim na prítomnosť variabilných paleoprúdov. Z fauny je typický zriedkavý výskyt cefalopod, častý výskyt bivalvií, najmä charakteristický litorálny druh *Gryphaea arcuata* Lam. s konvexným typom schránky.

Podiel liasovej sedimentácie od sinemuru do toarku bol už ovplyvnený rozdielnou subsidenciou. Rýchle negatívne pohyby morského dna pozdĺž priečnych zlomov umožnili vznik lokálneho bazénu so sedimentáciou allgäuských vrstiev (fleckenmergel, 0—150 m). Podľa odhadu M. Mišíka — M. Rakúsa l. c. s. 185) škvrnité vápence sedimentovali v niekoľko stometrovej hĺbke, pričom faunu dna tvorili najčastejšie červy a hubky. Tento lokálny bazén bol ukončený prahom, ktorý predstavoval relatívne stabilnú zónu s pomalou subsidenciou a sedimentáciou plytkovodnejšieho liasu. Na prahu z. od ľupčianskeho zlomu (sedlo Salatína) sedimentovali v spodnom sinemure plytkovodné cyanofyto-oolitické vápence (0—6 m). Od lotharingu do toarku sedimentovali adnetské vrstvy malej mocnosti s cefalopodmi, limonitovými inkrustáciami, intraformačnými úlomkami, poukazujúcimi na veľmi pomalú subsidenciu v oxidačnom nestabilnom prostredí. V toarku súčasne dochádza k vyrovnaniu sedimentačných podmienok v celej oblasti a k jednotnej sedimentácii adnetských vrstiev. Slabý vplyv prahovej zóny až do doggeru so sedimentáciou vápencov s Bositra možno pozorovať iba v sedle Salatína.

V doggeri (aalen — kalov) došlo k náhlemu prehĺbeniu v celej oblasti, rozšíreniu a subsidencii bazénu až do batyálnych hĺbok s monotónnou sedimentáciou (do 60 m) radiolariových vápencov, radiolaritov.

Malm s pelagickou sedimentáciou hlbokého dna vykazuje nápadne väčšie faciálne zmeny ako dogger. Možno tu uplatniť dvojčlenenie, na ktoré poukázali (A. Fenninger et al. l. c. s. 3) platné v celom priestore Tethysu. Oxford až spodný titón zastupujú pelagické aptychové — sakkokomové vrstvy, čiastočne vápence typu *Ammonitico rosso* (25—50 m), ktorých prítomnosť bola potvrdená v poslednom čase na pelagických prahoch (P. Leonardi 1967), vol. I, s. 417). ( A. Farinacci 1967, s. 437, 454). Tieto sú superponované biomikritickými kalpionelovými vápencami — Biancone s. l. (30—50 m) a patria k vyššiemu titónu až spodnému berriasu s tesným spojením titónsko-berriaskej fauny a pozvoľnou litologickou hranicou k mohutnému komplexu slienitých vápencov neokómu.

Do tlače odporučil M. Rakús
Do redakcie odovzdané v septembri 1973

**Obr. 1. Litostratigrafická tabuľka jury krížňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier**

| VEK | LITOSTR. JEDNOTKY | MOCNOSŤ | FOSÍLIE |
|---|---|---|---|
| berrias sp. / tithón vrch. | kalpionelové vápence „biancone" s. l. | 30—50 m | *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Filipescu) *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Cadosina fusca* Wanner, *Globochaete alpina* Lom. *Frenguelliceras* cf. *magister* Leanza, *Berriassella* ex. gr. *calisto* d'Orb., *Berriassella* cf. *cortzori* Kil., *Berriassella* ex. gr. *subchaperi* Ret. |
| tithón sp. / kimeridž / oxford | aptychové vápence: sakkokomové váp. oberalm. váp. / váp. typu rosso ammonitico s. l. | 25—50 m | *Cadosina malmica* (Borza), *Remaniella cadischiana* (Colom), *Chitinoidella* sp. *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Cadosina lapidosa* Vogler, *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard, *Leavaptychus* cf. *obliquus* Volz *Cadosina fibrata* Nagy |
| kalov / bath / bajok / aalen | kremité radiolar. vápence a radiolarity / váp. typu (posid.) Bositra | 60 m | Kalcif. radiolarie, schránky Bositra buchy (*Pos. alpina*) |
| toark | adnetské vrstvy s. str. | 0—6 m | *Phymatoceras binodata* (Buckman) *Hildoceras bifrons* (Brugière) *Peronoceras* aff. *desplacei* (d'Orb.) *Harpoceras* cf. *falcifer* (Sow.) *Harpoceras* cf. *exaratum* (Young et Bird) *Dactylioceras* sp. *Catacoeloceras* sp. *Calliphylloceras nilsoni* (Hébert), *Lytoceras francisci* (Oppel) *Pseudolioceras lythense* (Young et Bird) *Dactylioceras commune* (Sow.) |
| pliensbach vrch. / domer | * hierlatzské vrstvy | 0—10 m | *Canavaria haugi* (Gemm.), *Arieticeras algovianum* (Oppel) * *Meneghiceras lariense* (Men.), *Arieticeras* cf. *algovianum* (Oppel), *Spiriferina obtusa* Oppel, *S. tumida* (Buck.), *S. alpina* Opp., „*Rhynconella*" *paoli* Canav., „*Rh.*" *sejuncta* Böse, *Nucleata nimbata* (Opp.) *Lobothyris adnethensis* (Suess), *Chlamys rolley* (Stol), *Lima galatea* d'Orb., *Plagiostoma* cf. *deslongchampsi* (Stol.), *Unicardium* sp., *Trochus* sp. |
| pliensbach sp. / carix | adnetské vrstvy s. l. | 0—6 m | *Androgyroceras* sp. *Echioceras raricostatum* (Zieten) *Asteroceras obtusus* (Sowerby) *Arietites* sp. *Coeneceras striatum* (Sowerby). *Vermiceras nodotanum* (d'Orb.) *Eoderoceras* sp. ? *Aegoceras* sp. *Uptonia* sp. Staršie streamy allgäuské vrstvy (Fleckenmergel) 0—25—150 m |
| sinemur vrch. / lotaring | | | |
| sinemur sp. / sinemur | cyanofyto-oolitické vápence | 0—6 m | *Cyanophytae* |
| hettang | „grestenské vrstvy" s. l. | 0—50 m | *Chlamys valoniensis* (Defrance), *Chlamys* cf. *dispar* (Terq.), *Chlamys thiollieri* (Martini), *Chlamys* sp., *Plicatula* cf. *deslongchampsi* Terq. et Piette, *Plicatula lotharingica* Terq. et Piette, *Antiquilimna* cf. *succincta* (Schloth.) *Parallelodon hettangiensis* (Terq.), *Gryphaea* cf. *pictetiana* (Stoppani), *Gryphaea arcuata* Lamarck, *Plagiostoma* cf. *ganteum* Sowerby, *Cardinia* sp., *Anomia* sp., *Plagiostoma* sp., *Spiriferina obtusa* Oppel, „*Rhynchonella*" *gryphitica* Quenstedt |
| ret | schwabsko-karpat. fácia | 0—80 m | *Rhaetovicula contorta* (Portl.), *Atreta intusstriata* (Emmr.), *Chlamys valoniensis* (Defrance), *Modiolus minutus* (Goldf.), *Isocyprina? ewaldi* (Born.), *Myophoria* cf. *inflata* Emmr., *Plicatula archiaci* Stoppani, *Lopha haidingeriana* (Emmr.), *Propeamussium* (*Parvamussium*) *schafhäutli* (Winkl.), *Chlamys* cf. *acutaurita* (Schaf.), *Pleurophorus* cf. *elongatus* More, *Chlamys mayeri* (Winkl.), *Gryphaea* sp., *Parallelodon* sp., *Lima* sp., *Ostrea* sp., *Rhaetina gregaria* (Suess), *Spiriferina uncinata* Schlotheim, *Thecosmilia clathrata* Emmr. |

## LITERATÚRA


ANDRUSOV, D.—PRANTL, F. 1956: Lexique Stratigraphique International. Zv. I, — Europe, fasc. 6b — Tchécoslovaquie. Centre National de la Recherche Scientifique. Paris.

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia Čsl. Karpát, zv. II, Vydav. SAV, s. 1-375, tab. I až LXXXIV, obr. 1—34. Bratislava.

BESLER, W. 1959: Die Jura — Fleckenmergel des Tanheimer Tales Ausserfern, Tirol. Jb. Geol. Bundensanst. 102, s. 417—460, 2 obr., 1 tab. XVI tab. Wien.

BIELY, A.—FUSÁN, O. 1965: Die Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník — Margecany — Linie. Carpatho-Balcan geological Association, VII. Congres, Sofia. September 1965, Reports, I.

BIELY, A.—FUSÁN, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geol. práce, Správy 42, s. 51—64. Bratislava.

BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippen zone der Westkarpaten. Vydav. SAV, tab. I—LXXXVIII. Bratislava.

BUJNOVSKÝ, A. 1972: Mezozoikum SZ časti Nízkych Tatier. (Oblasť medzi Ľupčiankou a Revúcou). Archív-GÚDŠ, tab. I—XXVII, s. 1—90. Bratislava.

DANGEARD, L. 1941: Etudes sur la mer Rouge et la région de Djibouti. Mém. Soc. Linnéenne de Normandie N. S., sujets sivers, zv. I. fasc. 1.

FARINNACCI, A. 1967: La serie giurassico — neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana. Geol. Romana, zv. VI, 21, obr., 11 tab. s. 421—480. Roma.

FENNINGER, A.—FLÜGEL, H.—HOLZER, H. L. 1971: Der oberostalpine Malm der nördlichen Kalkalpen (Österreich). Annales instituti geologici publici hungarici. Coloque du Jurassic méditerranéen, zv. LIV, fasc. 2, s. 345—352. Budapest.

GUEMBEL, C. W. 1856: Beitrag zur geognostischen Kenntnis von Voralberg und dem nordwestlichen Tirol. Jb. Geol. Reichsanst., 7, s. 1—39. Wien.

HAUER, F. von 1853: Über die Gliederung der Trias — Lias und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jb. Geol. Reichsanst., 4. Wien.

HOHENEGGER, 1957: Über die Adneter Schichten in den Karpaten. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., VIII, Verhandl., s. 143—146. Wien.

HOLLMANN, R. 1962: Über Subsolution und die „Knollenkalke" des Calcare Ammonitico rosso superiore am Monte Baldo (Malm, Norditalien). N. Jb. Geol. Paläont. Mn., 8 obr., s. 163—179. Stuttgart.

HÖLDER, H. 1964: Jura. Handbuch d. stratigraf. Geol., Band IV, 158 obr., 43 tab, s. 603. Stuttgart.

JACOBSHAGEN, V. 1958: Allgäu-Schichten zw. Wettersteingebirge u. Rhein. Stratigr. u. Paläogeogr. d. Jura-Fleckenmergel im SE-Allgäu Notizbl. hess. L-A, Bodenforsch., 87.

JACOBSHAGEN, V. 1965: Die Allgäu Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. Jb. Geol. Bundesanst., 108, 3 obr., 2 tab., 5 fot., s 1—114. Wien.

KOCHANOVÁ, M. 1967: K problému hranice rét-hetang v Západných Karpatoch (Zur Rhaet-Hettang-Grenze in den Westkarpaten). Zbor. geol. Vied, Rad ZK, zv. 7, tab. I—VI, s. 7—102. Bratislava.

KOUTEK, J. 1930: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. Sbor. Stát. geol. Úst. IX, s. 413. Praha.

KOUTEK, J. 1932: O mesozoiku střední části Prosečňanských hor v Liptově. Věst. Stát. geol. Úst., s. 162—167. Praha.
KUEHN, O. 1962: Lexique strat. int., zv. I, fasc. 8 — Autriche. CNRS Paris, s. 1—646.
LEONARDI, P. 1967: Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. zv. I, 274 obr., s. 1—535. Trento.
MAHEĽ, M. et al. 1964: Vysvetlivky Banská Bystrica k prehľadnej mape 1 : 200 000 ÚÚG, s. 7—253. red. Bratislava.
MATĚJKA, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberku na Slovensku. Sbor. Stát. geol. Úst., sv. VII, s. 529—617. Praha.
MATĚJKA, A.—ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpates occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes.Guide des excursions dans les Carpates occidentales. Knihovna Stát. geol. Úst., 13A, s. 5—697. Praha.
MICHEĽ, J.—WINDT, D.—BARKÁČ 1965: Cementárne sever — cementárske suroviny-Záver. správa a výpočet zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu. Geofond. Bratislava.
MIŠÍK, M. 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra. Zbor. geol. Vied, Rad. ZK, zv. 1, tab. I—XV, 7 príl., 15 obr., s. 7—92. Bratislava.
MIŠÍK, M.—RAKÚS, M. 1964: Poznámky k priestorovým vzťahom liasu a paleogeografie mezozoika Veľkej Fatry. Zbor. geol. Vied. Rad ZK. zv. 1, 12 obr., s. 157—199. Bratislava.
PIAZ, G.—TREVISAN, L. 1956: Lexique stratigraphique international. zv. I, fasc. 11, Italia. CNRS, s. 1—186. Paris.
RAKÚS, M. 1964: Paläontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des Westteils des Niederen Tatra. Zbor. geol. Vied, Rad ZK, zv. 1, tab. XVI—XXVII, 21 obr., s. 93—156. Bratislava.
SUESS, E. 1852: Spiriferen des alpinen Lias. Vortragsbericht. Jb. geol. Reichsanst., 3, 139 s. Wien.
ŠTÚR, D. 1868: Bericht über die geol. Aufnahme im oberen Waag u. Granthale. Jb. K.—Kön. geol. R.—A. Wien.
TERMIER, H.—TERMIER, G. 1952: Histoire géologique de la Biosphère. Masson et Cie Éditeurs. 117 obr., s. 1—171. Paris.
WENDT, J. 1971: Die Typlokalität der Adnether Schichten (Lias, Östterreich). Ann. Inst. geol. publ. hung., zv. LIV, fasc. 2,5. obr., s. 105—116. Budapest.
ZEJSZNER, L. 1852: Monograficzny opis wapienia liasowego w Tatrach i w przyleglych pasmach Karpackich. Rocznik Towar. nauk. XX., s. 157—343. Kraków.

## Vysvetlivky k tabuľkám XIII—XVI

Tab. XIII
Obr. 1 *Cenoceras striatum* (Sow.) Pestré vápence — adnetské vrstvy s. l. (pliensbach), Ludrovianska dolina (lokalita č. 665) ×0,4
Obr. 2 *Peronoceras* aff. *desplacei* (d' Orb.) adnetské vrstvy str. (toark), južný svah Ľupčianskej Magury (lokalita č. 189)
Obr. 3 *Paltechioceras nodotianum* (d' Orb.) Pestré kalové vápence — adnetské vrstvy s. l. (lotharing), Ludrovianska dolina (lokalita č. 397) ×0,92
Obr. 4 *Catacoeloceras* sp. adnetské vrstvy s. str. (toark), južný svah Ľupčianskej Magury (lokalita č. 189)

Tab. XIV
Obr. 1 *Calliphylloceras nilsoni* (Hébert) adnetské vrstvy s. str. (toark) južný svah Ľupčianskej Magury (lokalita č. 189) ×0,6

obr. 2 *Chlamys dispar* Terq.
obr. 3, 4 *Chlamys thiollieri* (Martin)
grestenské vrstvy s. l. (hettang)
Obr. 5 *Lima galatea* (d' Orb.)
hierlatzské vrstvy (domer), Lupčianska dolina (lokalita č. 201)
obr. 6, 7 *Chlamys rollei* (Stol.)
hierlatzské vrstvy (domer), Lupčianska dolina (lokalita č. 201) ×1,8

Tab. XV
Obr. 1 *Lobothyris adnethensis* (Suess)
obr. 2, 2a *Lobothyris adnethensis* (Suess)
hierlatzské vrstvy (domer), Lupčianska dolina (lokalita č. 201)
Obr. 3 *Spiriferina obtusa* Oppel
hierlatzské vrstvy (domer), Lupčianska dolina (lokalita č. 201)
Obr. 4 *Spiriferina obtusa* Oppel, grestenské vrstvy s. l. (hettang), Lupčianska dolina (lokalita č. 202) ×1,5
Obr. 5, 5a *Nucleata nimbata* (Oppel), hierlatzské vrstvy (domer, Lupčianska dolina (lokalita č. 201) ×4
obr. 6 „*Rhynchonella*" *sejuncta* Böse
hierlatzské vrstvy (domer), Lupčianska dolina (lokalita č. 201) ×4

Tab. XVI
Obr. 1 Oomikrit, oolity (0,5—0,7 mm) s úlomkami článkov echinodermat a lamelibranchiát. Ooliticko-krinoidové vápence krížňanského príkrovu Komornícka dolina (spodný sinemur) ×15
Obr. 2 Hľuzky cyanophyceí s detritom čl. echinodermat. Cyanofytové vápence krížňanského príkrovu, Komornícka dolina (spodný sinemur) ×15
Obr. 3 Sakkokomová mikrofácia v biomikrických sakkokomovo-aptychových vrstvách krížňanského príkrovu (kimeridž), Komornícka dolina
Obr. 4 Kalpionelová mikrofácia (*Calpionella alpina* Lorenz) v Biancone s. l. krížňanského príkrovu (vyšší titón — sp. berrias) ×32

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 85—90 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |
|---|---|---|---|---|---|

MILAN POLÁK

# POZNÁMKY K TEKTONICKEJ STAVBE HORSKEJ SKUPINY VEĽKÉHO ROZSUTCA MALEJ FATRY

(1 geol. mapa + geol. profil, 2 tab. na kriede)

Abstract. In this article the tectonic structure of the Krížna and Choč nappes in the wider area of the Veľký and Malý Rozsutec Mounts and the manifestations of the Post — Paleogene folding, shown in the existence of a large upthrust of southern vergency, are discussed.

## Úvod

Geologické mapovanie mezozoika Malej Fatry prináša okrem nových stratigrafických a litofaciálnych poznatkov aj detailnejšie poznatky tektonického charakteru.

Doterajšie údaje o tektonickej stavbe mezozoických sérií Malej Fatry pochádzajú predovšetkým od A. Matějku (1931, 1932), D. Andrusova (1959, 1968) a J. Bystrického (1956).

Na stavbe širšieho okolia Veľkého a Malého Rozsutca sa zúčastňuje krížňanský a chočský príkrov. Krížňanský príkrov Malej Fatry má pomerne jednoduchú a slabo zvrásnenú stavbu, s generálnym úklonom súvrství na S, resp. SZ. Intenzívnejšie boli zvrásnené kriedové komplexy, hlavne neokom, práve v oblasti Veľkého Rozsutca v sedle Medziholie, na južných svahoch Bobôt a Sokolia.

Dochádza tu k zdvojeniu neokomských slienitých vápencov slieňov a bridlíc, uprostred ktorých vystupuje súvrstvie aptu, pieskovce a bridlice albu, pričom bazálny komplex dolomitov (tab. XVII, obr. 1) chočského príkrovu leží na „vrchnom pruhu" neokomských hornín.

S najväčšou pravdepodobnosťou tu ide o falošnú antiklinálu ktorej jadro vytvoria aptské a albské sedimenty. Ramená tvorí plastické a detailne prevrásnené súvrstvie neokomu(obr. 2). V nižších polohách v jadre antiklinály, smerom na SV sa mocnosť aptského a albského súvrstvia zväčšuje.

A. Matějka (l. c) interpretuje túto tektonickú štruktúru v sedle Medziholie prítomnosťou veľkej ležatej vrásy s možnosťou existencie vrchnej digitácie, pričom posledná bola uťatá chočským príkrovom (neprítomnosť aptu a albu v normálnom ramene.

Pg. M. Polák, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Varínka
TERCHOVÁ
Zázrivka brook
BIELA
Baboty
ŠTEFANOVÁ
Veľ Rozsutec
Med'holá
Baraniarky
V. Lúčivná brook
Veľ Stoh
M. Stoh
Vratna
PÁRNICA
Kykula
Parohy
Veľ Kriváň
Orava river
N
0 1 2 KM
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

Tvar medzihoľského synklinálneho pruhu sa smerom na západ mení. Synklinála sa zložitým spôsobom zdvojuje. V tejto oblasti sú však pomery do značnej miery komplikované a ovplyvnené veľkým popaleogénnym prešmykom, pokračujúcim z oblasti sedla Medzirozsutec na západ. Celý tento synklinálny pruh vykliňuje spolu s prešmykom v sedle Príslop, južne od hrebeňa Sokolie, obr. 1 ( Zatiaľ čo mapa vyjadruje hlavne tektonické aspekty stavby územia, geologický profil na rozdiel od mapy znázorňuje detailnejšie geologické pomery tejto oblasti).

Tektonická stavba chočského príkrovu je charakterizovaná existenciou dvoch samostatných krýh, a) kryha Veľkého Rozsutca, b) kryha Malého Rozsutca (tab. XVIII, obr. 1), Bobôt a Sokolia, tvoriacich jednotnú monoklinálnu štruktúru.

V sedle Medzirozsutce medzi Veľkým a Malým Rozsutcom, v oblasti takej dôležitej pre interpretáciu stavby Malej Fatry, sa stretávame so zaujímavou tektonickou štruktúrou, poukazujúcou na pomerne veľký vplyv popaleogénneho vrásnenia, ktorého výsledným efektom bol vznik veľkej disjunktívnej poruchy prešmykového charakteru.

Dochádza tu k tektonickému styku transgresívnych sedimentov paleogénu (lutétu) (tab. XVIII, obr. 2), vystupujúceho vo forme klinu, ležiaceho transgresívne na dolomitoch chočského príkrovu Veľkého Rozsutca s neokomským súvrstvím krížňanského príkrovu severnejšej popaleogénnej kryhy chočského príkrovu Malej Fatry.

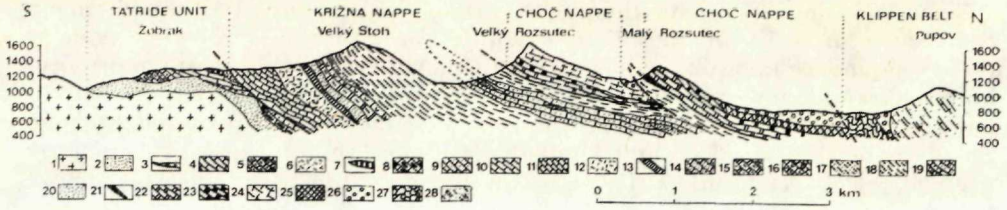
Tento mohutný medzirozsutcový juhovergentný prešmyk, podľa ktorého bol neokom krížňanského príkrovu spolu s triasovým komplexom kryhy Malého Rozsutca, Bobôt a Sokolia prešmyknutý na paleogén a kryhu Veľkého Rozsutca, vznikol ako výsledok silných retrošariážnych pohybov za sávskej fázy vrásnenia, ktorá podmienila vznik a tektonický štýl bradlového pásma, vzdialeného od tejto oblasti necelé 4 km (obr. 2).

Podobné lokálne dislokácie vznikajú na styku paleogénu s mezozoikom Malej Fatry pri jej sv. ukončení.

Popaleogénne zlomové poruchy sa pomerne často vyskytujú v oblasti vnútorných Západných Karpát, názory o ich povahe sa však rôznia. Podľa

←

Obr. 1 Tektonická mapa centrálnej časti Malej Fatry (zostavil Milan Polák)
1 — kryštalinikum, obalová séria; 2 — trias (kremence, bridlice, gutensteinské vápence, dolomity, karpatský keuper); 3 — jura (piesčito-krinoidové vápence, fleckenmergel, rádiolariové vápence, radiolarity, slienité doskovité vápence), 4 — krieda (slienité vápence s čiernymi rohovcami a s vložkami bridlíc, piesčito-krinoidové vápence s rohovcami, pieskovce, piesčité vápence).
Krížňanský príkrov: 5 — trias (gutensteinské vápence, dolomity, lunzské vrstvy, dolomity, karpatský keuper, lumachelové vápence a bridlice; 6 — jura („grestenské vrstvy, krinoidové vápence, sivé a pestré kalové vápence, fleckenmergel, radiolárioové vápence, radiolarity, sivé a ružové, doskovité a hľuznaté vápence, slienité vápence typu „biancone"; 7 — neokom (vápence, slienité vápence, sliene s vložkami bridlíc); 8 — apt (bridlice, organodetritické, orbitolínové vápence, organodetritické vápence s hľuzami rohovcov; 9 — alb (pieskovce, piesčité vápence, bridlice).
Chočský príkrov: 10 — sivé masívne a vrstevnaté dolomity (vrchný anis); 11 — reiflinské vápence (vrchný anis-ladin); 12 — svetlé masívne biohermné vápence (ladin-cordevol?); 13 — sivé masívne dolomity — hauptdolomit (vrchný karn — nor); 14 — sivé masívne a vrstevnaté dolomity (stredný — vrchný trias); 15 — bridlice, pieskovce — lunzské vrstvy (spodný karn); 16 — centrálnokarpatský paleogén; 17 — bradlové pásmo; 18 — hlina, suť; 19 — presunové línie prvého radu; 20 — prešmyky; 21 — zlomy.




Obr. 2 Geologický profil centrálnou časťou Malej Fatry (Milan Polák 1972)
1 — kryštalinikum, obalová séria; 2 — pieskovce, kremenné pieskovce, zlepence s vložkami bridlíc — seis; 3 — pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov — sais-kampil; 4 — gutensteinské vápence — anis; 5 — svetlosivé lavicovité dolomity — ladin-cordevol?; 6 — karpatský keuper, kremenné pieskovce, zlepence s vložkami bridlíc — nor; 7 — celistvé, slaboslienité vápence — malm-titón; 8 — sivé slienité vápence s hľuzami čiernych rohovcov a s vložkami bridlíc — titón-neokom; 9 — čierne slienité vápence, piesčité rohovcové vápence s vložkami bridlíc — apt.
Krížňanský príkrov: 10 — gutensteinské vápence — anis; 11 — sivé lavicovité dolomity — ladin; 12 — karpatský keuper, bridlice, pieskovce, „keuper" dolomit — nor; 13 — sivé až čierne lumachelové a oolitické vápence — rét; 14 — bridlice, pieskovce, piesčito-krinoidové vápence — hettang; 15 — sivé slienité škvrnité vápence a bridlice (fleckenmergel) — toark; 16 — kremité radiolárioové vápence, radiolarity — dogger; 17 — sivé celistvé slienité vápence typu "biancone" — titón-spodný berrias; 18 — slienité vápence, sliene s vložkami slienitých bridlíc — vyšší berrias-spodný barrém; 19 — bridlice, piesčité vápence, organodetritické vápence — vrchný barrém-apt; 20 — pieskovce, piesčité vápence, bridlice — alb.
Chočský príkrov: 21 — sivé rohovcové vápence — anis?; 22 — sivé vrstevnaté a masívne dolomity — vrchný anis; 23 — sivé rohovcové vápence reiflinského typu — vrchný anis ladin; 24 — tmavosivý vrstevnatý a masívny dolomit — stredný-vrchný trias; 25 — masívny a vrstevnatý dolomit (Hauptdolomit) — vrchný karn-nor; 26 — zlepence, pieskovce, bridlice — paleogén.
Bradlové pásmo: 27 — slienité škvrnité vápence a sliene — neokom-apt; 28 — tmavosivé jemnozrnné pieskovce s vložkami bridlíc — alb.

niektorých autorov ide o vertikálne zlomy, podľa iných o juhovergentné prešmyky, D. Andrusov (1959b), Z. Pouba (1951a).

Finálnym efektom popaleogénnych vrásnivých procesov bolo vyzdvihnutie vo forme nesymetrickej megaantiklinálnej vrásy, porušenej sústavou juhovergentných prešmykov. Nemožno vylúčiť ani prítomnosť pozdĺžnych zlomov, ktoré majú tiež charakter vertikálnych poklesov.

Do tlače odporučil J. Bystrický

## LITERATÚRA

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, diel II. Vydav. SAV, Bratislava.

ANDRUSOV, D. 1959b: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geol. sbor. 10, Bratislava, s. 97—133.

ANDRUSOV, D. 1960: Úvahy o alpsko-karpatskej vrásovej — príkrovovej sústave. Geol. sbor. 11, Bratislava, s. 161—170.

ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vydav. SAV, Bratislava.

ANDRUSOV, D.—BYSTRICKÝ, J. 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. sbor. 10/2, Bratislava, s. 324—327.

BIELY, A.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. Reports of the Twenty-Third Section Czechoslovakia, Praha, s. 87—93.

BYSTRICKÝ, J. 1956b: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. Geol. práce — Správy 6, Bratislava, s. 80—83.

MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II, Záp. Karpaty, svaz. I. Nakl. ČSAV, Praha, s. 203—206.

MAHEL, M. 1972: K zlomovej tektonike Západných vnútorných Karpát. Geol. práce, Správy, Bratislava, s. 161—173.

MATĚJKA, A. 1931: La partie orientale de la Malá Fatra. Guide des excursions. Knih. SGÚ. Praha, s. 303—317.

MATĚJKA, A. 1932: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry I. Hlavní hřbet mezi Chlebem (1644) a Kriváněm (1969 m). Věst. Stát. geol. úst. ČSR 8, Praha, s. 100—105.

POLÁK, M. 1972: Vysvetlivky k zákl. geol. mape ČSSR 1 : 25 000, list Veľký Kriváň. Manuscript. GÚDŠ, Bratislava.

POUBA, Z. 1951a: Geologie střední části Muráňské plošiny. Sbor. ÚÚG 18, Praha, s. 285—287.

## Vysvetlivky k tabuľkám XVII—XVIII

Tabuľka XVII

Obr. 1 Odkryv v tmavosivých lavicovitých mierne zvrásnených dolomitoch (5—20 cm). Vrchný anis — chočský príkrov, jz. svah Veľkého Rozsutca. Foto: M. Polák

Obr. 2 Tiesňavy (vchod do Vrátnej doliny). Dolomitický komplex vytvárajúci bizarné skalné útvary. Hauptdolomit — chočský príkrov. $T_2^a$ — Sivé lavicovité, rohovcové vápence — anis? — chočský príkrov. Foto: M. Polák

Tabuľka XVIII

Obr. 1 Pohľad na tektonickú trosku Malého Rozsutca z juhu.

Pal — paleogén (lutét)

$K_1^{1}$ — sivé slienité vápence, bridlice — neokom — krížňanský príkrov

$T_2^a$ — sivé lavicovité rohovcové vápence, anis? — chočský príkrov

$T_2^{a_2}$ — svetlé masívne dolomity, vrchný anis — chočský príkrov

— presunová línia chočského príkrovu

— prešmyková línia

Foto: M. Polák

Obr. 2 Odkryv v súvrství bazálneho paleogénu. Úlomky karbonátového materiálu dosahujú v priemere 5 cm. Centrálnokarpatský paleogén. Sedlo Medzirozsutce. Foto: M. Polák

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 91—93 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |
|---|---|---|---|---|---|

ANTON BIELY—EVA PLANDEROVÁ

# O TRIASOVOM VEKU VÁPENCOV OBALOVEJ SÉRIE VEPORÍD (OBLASŤ STRUŽENÍKA)

(1 tab. na kriede)

Résumé. La couverture sédimentaire du cristallin veporique est la plus part du temps représentée par les quartzites. Cà et là ils sont suivis par les calcaires et les dolomies. Cette succession légerement métamorphisée n'a jamais fourni les fossiles déterminables, c'est pourquoi elle était attribuée soit au Paléozoïque soit au Mésozoïque. Les calcaires cristallins gris noir contiennent minces intercalations des schistes noires. Ces dernièrs nous ont fourni l'association des Pollens indiquant l'âge Anisien — Ladinien des schistes noires, ainsi que des calcaires les renfermant et en consequence l'âge mésozoïque de la Série Foederata et ses equivalents.

Od čias prvej príkrovovej syntézy Karpát (V. Uhlig 1907) séria foederata hrala významnú úlohu v tektonických koncepciách vnútorných Západných Karpát. Tento metamorfovaný obal kohútskeho kryštalinika jedni autori považovali za mezozoický, iní za paleozoický ale jeho vek, s výnimkou nehodnoverného nálezu „Goniatida" (M. Máška 1959 a in T. Buday et al. 1961), nebol nikdy paleontologicky doložený.

Podobná situácia bola s metamorfovaným obalom kráľovoholského kryštalinika. Aj tam boli jeho jednotlivé litologické komplexy považované za strednokarbónske ako elementy lubenickej série (M. Máška 1959), sčasti za spodnotriasový obal, sčasti za gemeridný karbonátový karbón (Z. Pouba 1951, J. Kovařík, M. Kužvart a Z. Pouba 1955, atď.), alebo za mezozoikum.

Jeden z autorov (A. B.) opísal z podložia Muránskej plošiny triasovú sukcesiu veporidného obalu, najúplnejšie vyvinutú v oblasti Struženíka. Nad kryštalinikom, hlavne v hornej časti, vystupujú spodnotriasové kremence s vložkami sivých a sivozelenkastých fylitov. Nad kvarcitami leží tenká poloha dolomitov, obyčajne zmenených na rauwacky. Vyššie nasledujú sivé a čierne kryštalické vápence, miestami bieločierno pruhované alebo s hľuzami či vrstvičkami rohovcov. Vo vápencoch sú charakteristické vložky čiernych ílovito-sericitických ba i grafitických bridlíc. Nad vápencami je komplex dolomitov s šošovkovitými polohami čiernych, ílovitých bridlíc a vrstevnatých pieskovcov pripomínajúcich lunzské vrstvy. Celý tento komplex bol podľa litologickej povahy všeobecne považovaný za triasový, iba pestré vápence v nadloží dolomitov boli hodnotené pravdepodobne ako jurské.

RNDr. A. Biely, CSc.—RNDr. E. Planderová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Čierne a sivé kryštalické vápence s vložkami bridlíc boli v okolí Sosniny (sv. od Struženíka) zachytené niekoľkými vrtmi (M. Ivanov 1965). Bridličnaté polohy uprostred vápencov sme podrobili peľovej analýze. Analyzovali sme viacero vzoriek z vrtov $M_3$ a $M_4$. Skúmané sedimenty boli silne grafitické, preto sa pozitívne výsledky dosiahli len z jednej polohy menej grafitických tmavosivých bridlíc z vrtu $M_4$ z hĺbky 40,5 m.

Po zložitej a niekoľkokrát opakovanej macerácii vzoriek sme získali pomerne bohatú sporo-peľovú flóru tohto zloženia: *Leiotriletes adiantoides* Potonie et Kremp 1955, *Cyathitides minor* Couper 1958, *Conbaculatisporites* fsp., *Punctatisporites* fsp., *Conbaculatisporites baculatus* Bharadwaj et Singh 1963, *Aratrisporites centralis* Krausel et Leschih 1955, *Anulispora foliculosa* (Rogalska) De Jersey (1959), *Anulispora* fsp., *Zonotriletes rotundus* Somoilovich 1953, *Triadispora crassa* Klaus 1964, *Taeniasporites* fsp. cf. *Lueckisporites*, *Cycadopites f. R.* Jansonius 1962, *Pseudomonocolpites parvus* Jain 1968, *Monosulcites* fsp., cf. *Gnetaceaepollenites*, *Hystrichospharidae*.

V peľovom obraze sa vyskytli 4 hlavné skupiny spór: 1. trilétne spóry, 2. zonotrilétne spóry, 3. bisakkátne spóry, 4. monokolpátne pely a Hystrichosphaeridae. Zo spóro-peľového zloženia jednoznačne vyplýva, že skúmané sedimenty sú triasového veku. Vzájomný pomer zastúpenia trilétnych spór k bisakkátnym je asi 1 : 2, čo je rozhodujúce pri posudzovaní veku triasových spóro-peľových spoločenstiev. Zatiaľ čo v spodnom triase prevládajú vysokým percentom bisakkátne spóry nad trilétnymi, vo vrchnom triase je to naopak.

Zo získaného peľového obrazu môžeme usudzovať, že nejde o najspodnejší trias, lebo trilétne a zónotrilétne spóry by sa vyskytli oveľa nižším percentom, ako je to v skúmanej vzorke. Stratigraficky dôležitý je druh *Triadispora crassa*, ktorú uvádza W. Klaus (1964) zo spodného triasu a E. Antonescu (1970) uvádza veľmi bohatý výskyt tohto druhu z anisu v Rumunsku. Aj ostatné spóry a peľ sú typické hlavne pre strednotriasové sedimenty.

Porovnaním flóry z bridlíc, ktoré zastihol vrt $M_4$, s bohatými karnskými flórami zo Slovenska (O. Čorná 1969, E. Planderová 1970) a alpského karnu (W. Klaus 1960) predpokladáme, že flóra z uvedeného vrtu je staršia ako flóry z karnu alebo keupru hlavne tým, že sa v nej vyskytol ešte peľ niektorých druhov, ktoré už neprechádzajú do vrchného triasu, ako napr. *Taeniaesporites*, *Voltziasporites heteromorpha*, druhy rodu *Triadispora*. Na druhej strane chýbajú typické karnské rody, ako sú *Ovolipollis*, *Duplicisporites* a iné. Celkove flóra z vrtu $M_4$ je do veľkej miery korelovateľná s aniskou flórou, ktorú uvádza E. Antonescu (1970) z Rumunska.

## Záver

Palinologickým výskumom sa prvýkrát paleontologicky dokázal triasový vek vápencov obalovej série veporského kryštalinika v podloží Muránskej plošiny. Konkrétne čierne a sivé kryštalické, miestami rohovcové vápence s vložkami a medzivrstvičkami bridlíc možno na základe spóro-peľového spoločenstva považovať za anisko-ladinské.

Do tlače odporučil O. Fusán.

## LITERATÚRA


ANTONESCU, E. 1970: Étude de la microflore de l'Anisien de la Valleé du Cristian. Mémoires, zv. XIII, s. 1—46. Bucurest.

BHARADWAJ, D. C.—SINGH, H. P. 1963: An Upper Triassic miospore assemblage from the coals of Lunz, Austria. The Paleobotanist, 12/1. Lucknow.

BIELY, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón veporíd. Geol. práce, Správy 21. Bratislava.

BUDAY, T. et al. 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha.

COUPER, R. A. 1958: British Mesozoic miospores and pollen grains. A systematic and stratigraphic study. Paleontographica, B. 103/4—6. Stuttgart.

ČORNÁ, O. 1969: Some triassic miospores from West Carpathians. Geologický zborník, Geologica carpathica XX-1. Bratislava.

IVANOV, M. 1965: Geochemický výskum metasomatických zrudnení v karbonátových horninách centrálnej časti Karpát. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

JANSONIUS, J. 1952: Palynology of Permian and triassic sediments Peace River area. Western Canada. Paleontographica B. 110/Abt. B. Stuttgart.

JERSEY, N. J. de 1962: Triassic spores and pollen grains from the Iswich coalfield. Geol. surv. Queensland Publ., 307. Brisbane.

KLAUS, W. 1960: Sporen der Karnische Stufe der ostalpinen Trias. Jb. Geol. B. A. Sonderb. 5. s. 107—183. Wien.

KLAUS, W. 1964: Zum sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bahnungen Erdoel. Zošit 4. Wien.

KOVAŘÍK, J.—KUŽVART, M.—POUBA, Z. 1955: Zpráva o geologickém mapování v okolí Tisovce a Muráně. Zprávy o geol. výskumech v roku 1954. ÚÚG. Praha.

KRÄUZEL, R.—LESCHIK, G. 1955: Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. Schweizerische Paleontologie, Abt. B. 72. Basel.

PLANDEROVÁ, E. 1972: A Contribution to palynological research of Lunz beds in West-Carpathian region. Geologické práce, Správy 58, s. 57—79. Bratislava.

POTONIE, R.—KREMP, G. 1955: Sporae dispersae des Ruhrcarbons I. Paleontographica, B. 98/1—3. Stuttgart.

POUBA, Z. 1951: Geologie střední části Muránské plošiny. Sbor. ÚÚG XVII. Praha.

SAMOJLOVIČ, S. R. 1953: Pollen and Spores from the Permian deposits of the Cherdyn and Aktjubinks areas. Trudy Vses. Nauchn. Issld. Geologorazved Inst. Novaja Ser. 75. 5—91. Moskva.


### Vysvetlivky k tabuľke XXXIX

1. *Leiotriletes adiantoides*
2,3. *Cyathitides minor*
4. *Conbaculatisporites baculatus*
5. *Aratrisporites centralis*
6. *Cycadopites* sp. R.
7. *Psedoumonocolpites parvus*
8. *Taeniaesporites* fsp.
9. *Triadispora crassa*
10. *Voltziasporites heteromorpha*
11. *Taeniaesporites* fsp.
12. *Hystrichosphaeridae*

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 95—104 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

ALBÍN KLINEC—EVA PLANDEROVÁ—OTO MIKO

# STAROPALEOZOICKÝ VEK HRONSKÉHO KOMPLEXU VEPORÍD

(10 tab. na kriede, 2 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. Treated are samples from the crystalline rocks of the Hron complex in the Veporides, near Bacúch. Former authors included metamorphic rocks of the area in the Tatran or the Jarabá Series, and referred them to the Proterozoic as regards their age. Results of palynological research proved Old — Paleozoic age (Silurian — Lower Devonian) of the rocks discussed.

## Úvod

Počas terénneho geologického výskumu vo východnej časti Nízkych Tatier sme vo veporidnom kryštaliniku nachádzali okrem silnejšie metamorfovaných hornín aj metamorfózou veľmi málo postihnuté typy. Boli v nich zachované ešte primárne textúry a štruktúry. Z takýchto hornín bola vybraná vzorka pre palinologický výskum.

## Miesto výskytu palinologicky analyzovanej horniny

V Bacúšskej doline uprostred metamorfitov hronského komplexu v tesnom podloží porfyroidov (20 m pod nimi) sme našli 20 cm hrubú polohu tmavosivých masívnejších hornín. Miesto výskytu sa nachádza 4 km severne od obce Bacúch v Bacúšskej doline, asi 50 m juhovýchodne od k. 798,0 m v zárezе novovybudovanej lesnej cesty.

Horniny hronského komplexu sú v mieste výskytu výrazne bridličnaté a zvrásnené. Smer „b" osi je ZJZ — VSV. Vrásová rovina je orientovaná v rovnakom smere, jej sklon je k JJV 40°. Konformne s touto plochou je uložená aj vyššie uvedená poloha, obsahujúca spóry. Medzi telesom porfyroidov a bridlicami, ktoré ho obklopujú, je zjavný prechod.

## Súčasný stav názorov na vek západokarpatského kryštalinika

Názory M. Mášku—V. Zoubka (1961) o proterozoickom veku kryštalinika Západných Karpát akceptovala prevažná väčšina karpatských geológov.

RNDr. A. Klinec, CSc., RNDr. E. Planderová, CSc., P. g. O. Miko, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

V oblasti centrálnych Karpát boli vyčlenené dve proterozoické série: tatranská a kohútska. Obe série boli neskôr premenované na jarabskú a kokavskú (J. Kamenický 1967), pričom ich vek, náplň a rozšírenie zostali v podstate nezmenené.



Staropaleozoický vek sa pripisoval jedine harmónskej sérii Malých Karpát a sérii Hladomornej doliny vo veporidách. Za paleozoické (hercýnske) okrem toho považujeme väčšinu granitoidov. Základom úvah o paleozoickom veku boli nálezy organických zvyškov v uvedených celkoch. Neistota, ktorá v tomto smere panovala, pramenila zo zlej identifikovateľnosti organických zvyškov, z ich silného porušenia, prípadne z neobjasnenej pozície nálezov.

## Stav poznatkov o stavbe, skladbe a veku veporíd

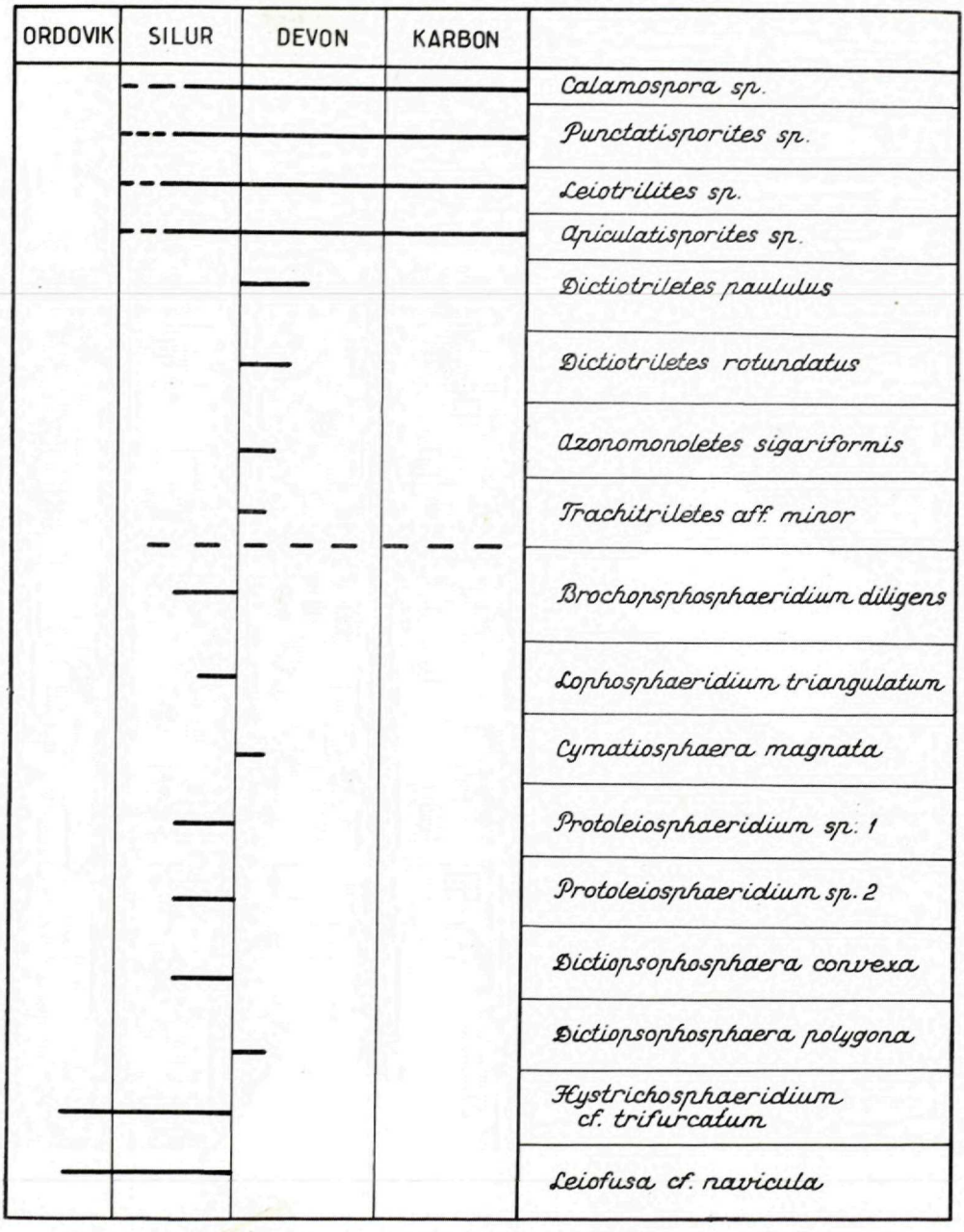
Kryštalinikum v oblasti veporíd bolo po roku 1960 rozčlenené na niekoľko litologicky odlišných celkov (A. Klinec 1966). Bolo poukázané na to, že stavba tejto oblasti má oproti názoru M. Mášku — V. Zoubka (1961) odlišný charakter. Vyčlenené celky ležia nad sebou, pričom hranice medzi nimi sú tektonické.

V skladbe veporského kryštalinika najnižšie leží hronský komplex (A. Klinec 1966). Vyššie nad ním spočíva jednak kráľovohoľský komplex (A. Klinec 1966) a tiež pruh biotitických rúl v doline Hrona, rozprestierajúci sa medzi Breznom a Závadkou. V oblasti veporíd najvyššie leží séria Hladomornej doliny (A. Klinec et al. 1962).

Uvádzané celky majú vo veporidách regionálne rozšírenie. Ich vystupovanie je podmienené rozmiestením osových a priečnych štruktúr a ich kombináciou s vhodnými formami disjunktívnej tektoniky. Organické zvyšky v horninách Hladomornej doliny po prvý raz našla P. Snopková (in A. Klinec 1966). Hoci boli značne porušené, bolo podľa nich možné považovať sériu za staropaleozoickú. Palinologické výskumy, ktoré sme v tomto smere robili v nasledujúcich rokoch, priniesli len nepatrné výsledky, nakoľko palinomorfy boli silne skorodované.

V horninovej náplni hronského komplexu boli doposiaľ identifikované rôzne typy bridlíc, svorov, svorových rúl, prípadne rúl a tiež metakonglomerátov. Produkty bázického a kyslého vulkanizmu sprevádzajúceho sedimentáciu významnou mierou obohacovali klastickú zložku pôvodných hornín.

Svory sú v hronskom komplexe najviacej rozšírenými horninami. Sú to strednozrnné až drobnozrnné horniny, väčšinou šedozelenej farby s výraznou, plošne paralelnou textúrou. Štruktúra je heteroblastická až granoblastická. V ich zložení sa rôznou mierou uplatňujú kremeň, muskovit, chlorit, granát, menej je živcov. Horniny sú výrazne bridličnaté, detailne vráskované. Tvoria dosť rozsiahle pásma, pričom sa viažu hlavne na nižšie partie hronského komplexu.




Stratigrafické rozšírenie mikrofosílií v staršom paleozoiku zistených podľa údajov z literatúry

Zloženie vyšších obzorov je pestrejšie. Okrem uvádzaných svorov sú tu tiež málo metamorfované bridlice, zložené prevažne z kremeňa, sericitu a chloritu.

Aj tieto horniny sú výrazne bridličnaté, detailne zvráskované, farebne však pestrejšie. Okrem bežnej šedozelenej farby sú pleťovožlté, striebornosivé a modrofialové. V tmavozelených varietách možno pozorovať zjavnú prímes vulkanického materiálu, niekedy prechádzajú do metadiabasov. V pestrej horninovej náplni hronského komplexu sú i kremité a grafitické horniny.

Vulkanoklastické horniny sú veľmi rozšírené. Miestami majú zachované primárne textúry. V prúžkovaných varietách sa strieda klastický a vulkanický materiál. Klastickú zložku reprezentuje hlavne kremeň a sericit, vulkanickú živce, amfibol, sekundárny chlorid a minerály skupiny epoditu — zoizitu. Pomer v zastúpení vulkanického a klastického materiálu kolíše. Niektoré horniny tohto radu môžeme označiť ako metaarkózy, drobové bridlice, zelené bridlice a pod. Epidoticko-chloriticko-albitické bridlice často prechádzajú do amfibolitov, prípadne amfibolických rúl. Amfibolity sú jednak výrazne bridličnaté, jednak masívne, pričom tieto ich znaky sú v priamej súvislosti s ich primárnou povahou.

Produkty kyslého (syngenetického) vulkanizmu — porfyroidy sú prevažne svetlosivé až tmavosivé, výrazne bridličnaté. Často sú detailne drobnozvráskované, a to najmä také variety, ktoré môžeme označiť ako jemnozrnné — popolové typy. Ďalej sa tu nachádzajú tiež masívne kremité porfýry. Štruktúra porfyroidov je porfyrická, porfyroklastická. Základná hmota s felzitickou, lepidogranoblastickou aj lepidoblastickou štruktúrou je vytvorená hlavne zo sericitu a drobnozrnnej kremennej „malty". Väčšie výrastlice dosahujú maximálnu veľkosť až 1,5 cm. Kremeň je často typicky magmaticky korodovaný.

Nálezy málo metamorfovaných bridlíc a s nimi syngenetických produktov kyslého vulkanizmu, ktoré sme postupne nachádzali v severnom okolí Závadky, Polomky, v Bacúšskej a Malužinskej doline, ako i v severnom okolí Veľkého Boku, priamo vyvolali potrebu riešiť otázku ich príslušnosti a veku. Dospeli sme k presvedčeniu, že vo veporidách reprezentujú staropaleozoickú epochu (A. Klinec 1973).

## Palinologické zhodnotenie

Peľová analýza sa robila zo šedočiernych jemnozrnných bridlíc, z viacerých vzoriek pozitívnych na sporopollenity, Acritarcha a Chitinozoa. Fosílne mikroorganizmy sme získali jednak chemickou analýzou pomocou HF a oxidáciou, jednak z výbrusov. Ukázalo sa, že zistené fosílie sú dobre zachované, pomerne málo korodované a dosť svetlé, čo súvisí s malým stupňom metamorfózy študovaných hornín.

Väčšina zistených fosílií sa dala určiť a zaradiť do umelých rodov alebo druhov, niektoré sa nedali určiť podľa porovnania s dostupnou literatúrou. Mikrofosílie zo skúmaných sedimentov môžeme rozdeliť do niekoľkých skupín:

1. Spóry — a) trilétne b) monolétne
2. Acritarcha
3. Chitinozoa
4. Indet. sporae

Percentuálne najviac boli v sedimentoch zastúpené spóry s vyvinutou Y jazvou. Niektoré z nich patria do rodov *Leiotriletes, Punctatisporites, Apicu-*

*latisporites* a *Calamospora* bez bližšieho druhového určenia. Druhove boli určené tieto spóry: *Dictiotriletes rotundus* Naum. 1953; *Trachytriletes* aff. *minor* Naum. 1953; *Dictiotriletes paululus* Čibrikova 1972. Ostatné spóry boli monolétne, napr. *Azonomonoletes sigariformis* Čibrikova 1972 a spóry bez druhového určenia zaradené do skupiny Monoletes.

Do skupiny Acritarcha patria rody *Cymatiosphaeridae* s druhom *Cymatiosphaera magnata* Pichler 1971, *Veryhachyum* sp., *Protoleisphaeridae* sp., *Hystrichosphaeridium* cf. *trifurcatum* Eisenack 1951, *Lophosphaeridium triangulatum* Downie 1963, *Dictiopsophosphaera convexa* Čibrikova 1972, *Dictiopsophosphaera polygona* (Stapl.) Čibrikova 1972, *Brochospsophophaeridium diligens* Čibrikova 1972, *Acritarcha* sp. *indet.* Zo skupiny Chytinozoa sa našli *Leiofusa* cf. *navicula* Eisenack 1951 a *Chitinozoa* sp. Okrem uvedených fosílií sa našli v preparátoch úlomky pletív pteridofytov.

Zistené spoločenstvo spór a ostatných fosílií jednoznačne poukazujú na staropaleozoický vek skúmaných sedimentov. Pre určenie veku sú dôležité tieto skutočnosti: Spóry s vyvinutou Y jazvou sa začínajú vyskytovať až od silúru. Z predsilúrskeho paleozoika sú známe Acritarcha, najmä Hystrichosphaeridae bez výskytu trilétnych spór. Pri výbrusoch nášho materiálu boli získané trilétne spóry druhov *Dictiotriletes rotundadus* zo sp. devónu: *Trachitriletes* aff. *minor* z devónu; Calamospóra uvádzaná zo silúru (Grignani 1967) a spóry rodu *Leiotriletes*, *Punctatisporites*, *Apiculatisporites*, *Acinosporites*, ktorých výskyt sa uvádza od silúru. Väčšina zistených akritarch je silúrska až spodnodevónska. Okrem vyššie uvedeného faktu a údajov rozšírenia zistených spór a akritarch poznáme výskumy, ktoré nám môžu pomôcť pri presnejšom stratigrafickom vymedzení veku skúmaných sedimentov. Sú to poznatky o postupne zväčšujúcom sa počte spór od silúru po karbón (W. G. Chaloner 1967). Kým v silúre je pomerne málo druhov spór a majú malé rozmery, v devóne sa ich počet aj rozmery zväčšujú. Už v emsiane a eifeliane sa nachádza dosť vysoké percento spór, ktoré prekračujú priemer 200 μ. V našom materiáli sú spóry malé a neprekračujú 50 μ v priemere. Tento fakt svedčí o tom, že skúmané sedimenty nebudú mladšie ako spodný devón. Napokon aj druhové a rodové zloženie poukazuje na vrchnosilúrsky až spodnodevónsky vek. Proti mladšiemu devónu hovorí tá skutočnosť, že sa v našom materiáli nevyskytli typické devónske druhy rodu *Retusitriletes* a zonátne — pseudosakkátne spóry, ktoré sa začínajú vyskytovať od vrchnej časti spodného devónu. Pri posudzovaní sedimentačného prostredia je dôležitá tá okolnosť, že sa v skúmanom materiáli vyskytlo percentuálne bohatšie spoločenstvo spór (trilétnych a monolétnych) než akritarch a chitinozoa. Keďže spóry, najmä trilétne s dobre vyvinutou Y jazvou patria suchozemským pteridofytám, musíme predpokladať blízkosť suchej zeme v období sedimentácie študovaného súvrstvia. Prítomnosť akritarch a chitinozoí poukazuje pritom na morské sedimentačné prostredie, ale dobrá zachovanosť fosílií, ich množstvo a vysoké percento spór poukazuje na plytkomorské, prípadne lagulárne prostredie. Typické silúrske a devónske *Hystrichosphaeridae* vyskytujúce sa najmä v hlbokomorských sedimentoch, v našich vzorkách chýbajú.

## Záver

Zhrnúc poznatky o celkovej geologickej situácii horninovej náplni a najnovších výsledkoch peľovej analýzy možno povedať:

1. Prítomnosť zachovaných primárnych textúr a štruktúr, ako aj nálezov organických zvyškov svedčí proti názorom o silnej metamorfóze a diaftoréze hornín hronského komplexu.

2. Na základe zistenia pomerne bohatého spoločenstva akritarch a spór s dobre vyvinutým Y znakom, čo je typické pre suchozemské papraďorasty, ktoré sa začali vyskytovať až od silúru, možno s určitosťou vylúčiť proterozoický vek týchto hornín.

3. Predpokladáme, že sedimentačné prostredie nebolo hlbokomorské. Bohatý výskyt spór poukazuje na blízkosť suchej zeme.

4. Hronský komplex veporíd, z ktorého organické zvyšky pochádzajú, je staropaleozoický — silúrsky až spodnodevónsky.

Do tlače odporučil O. Fusán

## LITERATÚRA

BALME, B. E. 1962: Upper Devonian spores from the Carnavon Basin. Western Australia. The Paleobotanist., zv. 9, č. 1, 2.

CAMBAZ, A. 1967: Leiosphaeridacae Eisenoch, 1954 et Protoleiosphaeridae Timofeev 1959, leurs affinités, leur rôle sédimentologique et géologie. Review at Paleobotany and Palynology, zv. 1, č. 1—4, s. 309—321. Uttrecht.

CRAMER, F. et al. 1972: North American silurian Palynofacies and their special arrangement. Acritarches. Paleotopographica, časť B, zv. 138, zoš. 5—6, s. 31—36. Stuttgart.

ČILNIKOVA, 1972: Rostiteľnyje mikrofosilii južnogo Urala i Priuralia. Izdateľstvo Nauka, 220 s. Moskva.

DENUF, J. 1964: Systematique du microplancton fossile a Acritarches. Revision de deux genres de l'ordovicien inférieur. Revue de Micropaléontologie, zv. 7, č. 2, s. 119—124. Paris.

DORXNIE, C. 1963: Hystrichospheres (Acritarches) and Spores of the Kenlock shales, (Silurian) of Kenlock, England. Paleontology, zv. 6, časť 4, s. 625—652. London.

DORXNIE, C. 1967: The geological History of the Mikroplancton. Review of Paleontology and Palynology, zv. 1, č. 1—4, s. 269—281. Uttrecht.

EISENACK, A. 1951: Über Hydrichosphaerideen und andere Kleinformen aus baltischen Silur und Kambrium. Senckenhergiona, zv. 32, č. 1/4, s. 187—204. Frankfurt.

EISENACK, A. 1958: Mikrofosilien aus dem Ordovicium des Baltikums. Senck. let., zv. 39, č. 5/6, s. 289—405.

GREGOR, Mc. D. C. 1967: Composition and Range of some Devonian spore assemblages of Canada. Review of Paleobotany and Palynology, zv. 1, č. 1—4, s. 173—183. Uttrecht.

GREGOR, Mc. D. C. 1973: Lower and Middle Devonian spores of Eastern Gospe'Canada, I. Systematics. Paleontographica, časť B, zv. 142, s. 78—104. Stuttgart.

GRIGNANI, D. 1967: Paleozoic spores and triassic pollen grains from some Tunisian well samples. Review of Paleobotany and Palynology, zv. 1, č. 1—4, s. 151—159. Uttrecht.

CHALEUR, W. G. 1967: Spores and Land-plant-evolution. Review of Paleobotany and Palynology, zv. 1, č. 1—4, s. 83—93. Uttrecht.

JONSONIUS, J. 1967: Systematics of the Chitinozoa. Review of Paleobotany and Palynology, zv. 1, č. 1—4, s. 345—360. Uttrecht.
KAMENICKÝ, J. 1967: in M. Maheľ et al. Regionální geologie ČSSR, II, Západné Karpaty, sv. 1, Nakl. Academia. Praha.
KLINEC, A. et al. 1962: Vysvetlivky k listu Revúca 1 : 50 000. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zborn. geol. Vied, Rad ZK 6. Bratislava.
KLINEC, A. 1973: Je vo veporskom kryštaliniku zastúpené paleozoikum? Geologické práce, Správy 60. Bratislava.
LACHLIK, J. ALFRED, R.—ADAM, Mc. R. 1971: North American Species of the Ordovician Acritarch Genus Aremarieanum. s. 41—47. Stuttgart.
MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1961: Tektonický vývoj Československa. Nakl. ČSAV. Praha.
MORTIMER, M. G. 1967: Some Lower Devonian microfloras from Southern Britain. Review of Paleobotany and Palynology, zv. 1, č. 1—4, s. 95—109. Utrecht.
NAUMOVA, C. N. 1953: Sporo-peľcevye kompleksy verchnevo devona russkoj platformy i ich značenije dlja stratigrafii. Trudy Instituta geologičeskich nauk, s. 3—190. Moskva.
PICHLER, R. 1971: Mikrofosilien aus dem Devon der südlichen Eifeler Kalkmulden. Senckenbergiana Lethea, Band 52, 4e, s. 315—357. Frankfurt am Main.
RICHARDSON, J. B. 1960: Spores from the middle old Red sandstone of Cromarty, Scotland. Paleontology, zv. 3, časť 1, s. 45—63. London.
RICHARDSON, J. B. 1967: Some British Lower Devonian spore assemblages and their stratigraphic significance. Rev. Paleobot., zv. 1, č. 1—4, s. 111—129. Uttrecht.
RICHARDSON, J. B.—LISTER, T. R. 1969: Upper Silurian and Lower Devonian spore assemblages from the Wels Borderland and south Wales. Paleontology, zv. 12, časť 2, s. 37—43. London.
STOPLIN, F. L.—JONSONIUS, J.—STANLEY, A.—POPOCH, J. 1965: Evaluation of some Acritarchous Hystrichosphere Genera. Neu Jb. Paläont. Abh. 123, 2, s. 167 až 201. Stuttgart.
TIMOFEEV, B. V. 1966: Mikropaleofitologičeskoe issledovanie drevnich s. 3—146. Moskva.
ZOUBEK, V. 1936: Poznámky o kryštaliniku Západních Karpát. Věstn. stát. geol. Úst., 6. Praha.

## Vysvetlivky k tabuľkám XIX—XXVIII

Tabuľka XIX
Obr. 1 Odkryv v porfyroidoch Lokalita: Východný svah Bacúšskej doliny
Obr. 2 Odkryv v porfyroidoch. Lokalita: Cesta nad Sparistou dolinou
Tabuľka XX
Obr. 1 Poloha grafitických bridlíc. Lokalita Ždiarsky potok
Obr. 2 Zárez cesty v Bacúšskej doline, odkiaľ bola odobratá vzorka.

Tabuľka XXI
Porfyroid s porfyricko-lepidogranoblastickou štruktúrou. Lokalita: Krškova dolina. Zväčšenie 38×, nikoly X
Obr. 2 Porfyroblasticko-granolepidoblastická štruktúra epidoticko-chloriticko-albitickej bridlice. Lokalita: Jančíkova dolina. Zväčšenie 38×, 1 nikol.
Tabuľka XXII
Obr. 1 Mikroskopický obraz palinologicky analyzovanej vzorky. Sericiticko-chloritická

bridlica s blastopsamitickou štruktúrou. Lokalita: Bacúšska dolina. Zväčšenie 20×, 1 nikol.
Obr. 2 Blastopsamitická štruktúra s deformovanými a čiastočne rekryštalizovanými zrnami kremeňa. Vzorka ako u obr. 1. Zväčšenie 20×, 1 nikol.

Tabuľka XXIII

1. *Dictyopsophosphaera convexa* (prep. 1) zv. 1000×
2—3. Indet. trilétna spóra (výbr. 7) zv. 1000×
4—5. Indet. trilétna spóra (výbr. 7) zv. 1000×
6—7. Organický zvyšok (výbr. 7) zv. 1000×
8. *Protoleiosphaeridium* sp. (prep. 1) zv. 1000×
9. *Cymatiosphaera magnata* (výbr. 1) zv. 1000×
10. *Lophosphaeridium triangulatum* (výbr. 2) zv. 1000×
11. *Cymatiosphaera* sp. (výbr. 1) zv. 1000×
12—13. *Dictiotriletes rotundatus* (výbr. 5) zv. 1000×
14—16. *Trachitriletes* aff. *minor* (výbr. 5) zv. 1000×
17. Triletes indet. (prep. 3) zv. 1000×
18—19. *Azonomonoletes sigariformis* (prep. 4) zv. 1000×

Tabuľka XXIV

1. *Protoleiosphaeridium* (prep. 3) zv. 1000×
2—5. *Hystrichosphaeridium* cf. *trifurcatum* (prep. 3) zv. 1000×
6—7. *Veryhachium* (výbr. 3) 6. zv. 1000×
7. zv. 2000×
8—10. *Brochopsophosphaeridium diligens* (výbr. 1) zv. 1000×
11—12. *Lophosphaeridium triangulatum* (výbr. 1) zv. 1000×
13—14. *Acritarcha* (prep. 4) zv. 1000×
15. *Acritarcha* indet. (prep. 1) zv. 1000×
16. *Leiofusa* cf. *trifurcata* (prep. 5) ESM zv. 2000×
17. *Leiofusa* cf. *trifurcata* ESM det. (prep. 5) zv. 8000×

Tabuľka XXV

1. Chitinozoa ESM (prep. 5) zv. 2000×
2. Chitinozoa ESM. det. (prep. 5) zv. 8000×
3. Lophosphaeridium ESM (prep. 6) zv. 2700×
4. Pletivá rastlín ESM (prep. 6) zv. 2600×

Tabuľka XXVI

1—3. *Leiotriletes* sp. (prep. 4) zv. 1000×
4. *Leiotriletes* ESM (prep. 6) zv. 3000×
5. *Leiotriletes* det. (prep. 6) zv. 8000×
6. Monoletes ESM (prep. 5) zv. 2600×
7. Monoletes det. zv. 10 000×

Tabuľka XXVII

1—2. cf. Calamospora ESM (prep. 5) zv. 2400×
2. cf. Calamospora ESM det. (prep. 5) zv. 8000×
3. Punctatisporites ? ESM (prep. 6) zv. 3000×
4. Punctatisporites ? ESM det. (prep. 6) zv. 8000×
5—6. Tracheidae (výbr. 7) zv. 1000×
7. Tracheidae ESM (prep. 5) zv. 3000×

Tabuľka XXVIII

1—3. *Acinosporites* sp. (výbr. 5) zv. 1000×
4. Monoletes (prep. 1) zv. 1000×
5. cf. *Apiculatisporites* ESM (prep. 6) zv. 2800×
6. cf. *Apiculatisporites* det. zv. 8000×
7. *Punctatisporites* sp. (prep. 4) zv. 1000×
8. Indet. sporae ESM (prep. 5) zv. 1600×
9. Indet. sporae (prep. 6) zv. 1800×
10—12. Indet. org. zyvšky (prep. 2)

A. KLINEC – E. PLANDEROVÁ – O. MIKO

# ON THE OLD – PALEOZOIC AGE OF THE HRON COMPLEX IN VEPORIDES

Summary of the Slovak text

Finds of Silurian-Lower Devonian fossils in crystalline schists of the Veporides facilitate ranging the large group of the West-Carpathian crystalline rocks to the Old-Paleozoic evolutionary stage. The finds are significant not only as regards age, but also for the environment of the genesis of rocks. So far, the age of rocks in the West Carpathian crystalline complex has not been proved exactly.

Former data on the Devonian(?) age of a part of metamorphic rocks in the Malé Karpaty mountains (the Harmónia Series) could not be fully accepted because of some problems concerning the position of the Malé Karpaty and due to uncertain appurtenance of the fossils found.

Neither finds of palynomorphs in the Veporides (the series of the Hladomorná dolina valley) were unambiguously indicative of age because of considerable corrosion.

Palynomorphs found in crystalline schists north of the village Bacúch in Horehronie markedly facilitated age determinations of rocks in the Veporide crystalline complex.

The fossils were recovered from metamorphic rocks referred to the Old Proterozoic – Tatran Series by M. Máška – V. Zoubek (1961).

In 1967 J. Kamenický renamed the series to the Jarabá Series without any alterations concerning age and rock filling.

In the sixties most geologists accepted the view of the authors quoted. In the Tatroveporides only granitoides were regarded as Paleozoic (Hercynian), and among metamorphic rocks – the series of the Hladomorná dolina and the Harmónia series.

In the area of the Veporides where since 1960 a systematic investigation of the crystalline complex has been carried out by specialists from Dionýz Štúr Institute of Geology, the results obtained are contradictory to the hypothesis quoted.

The crystalline complex of the Veporides is divided into several lithologically diverse entities.

1. The Hron complex (A. Klinec 1966) mostly built of micaschistose types of crystalline schists and of syngenetic basic and acid volcanic rocks. This entity is most frequent in the Veporides, and in the present structure it is the bottom element.

2. In the valley of the r. Hron a belt of gneisses overlies tectonically the Hron complex.

3. In Kráľová hoľa complex (A. Klinec 1966) consists mostly of granitoides, less of migmatites. It overlies tectonically the Hron complex.

4. The series of the Hladomorná dolina valley (A. Klinec et al. 1962) mostly consists of phyllites to micaschists. It overlies tectonically the Kráľová hoľa complex.

The extent and distribution of the above entities in the Veporides are controlled by favourable combination of axial and transversal structures.

In the Veporides the most important position is occupied by the Hron Complex built mostly of micaschists in its lower horizon, including also basic and acid volcanic rocks in its upper parts. Besides micaschists there are also graywacke, arcosic, graphitic and green schists.

The samples examined are from a thin (20 cm) layer and correspond to dark chloritic shales. The layer is about 20 m below a thick body of porphyroids amidst the micaschist complex.

In the first phase fossils were found in thin sections, or they were recovered by chemical method, applying HF and oxidation. They proved well preserved. Most of the fossils

could have been determined and ranged to artificial genera and species. They may be divided into several groups:

1. Spores — a) trilete, b) monolete
2. Acritarcha
3. Chitinozoa
4. Indet. sporae

Highest is percentage of spores with distinct Y-mark. Some belong to the genera *Leiotriletes*, *Punctatisporites*, *Apiculatisporites* and *Calamospora*, without exact species determination.

Determined species: *Dictiotriletes paululus* Čibrikova 1972.

The remaining spores are monolete, as e. g. *Azonomonoletes sigariformis* Čibrikova 1972, and spores withaut species determination ranged among Monoletes.

The Acritarcha group comprises the genus *Cymatiospheridae* with the species *Cymatiosphaera magnata* Pichler 1971; *Veryhachyum* sp., *Protoleisphaeridae* sp., *Hystrichosphaeridium* cf. *trifurcatum* Eisenack 1951, *Lophosphaeridium triangulatum* Downie 1963, *Dictiopsophosphaera convexa* Čibrikova 1972, *Dictiopsophosphaera polygona* (Stapl). Čibrikova 1972, *Brachopsophosphaeridium diligens* Čibrikova 1972, *Acritatcha* sp. indet.

Among *Chitinozoa* found were *Leiofusa* cf. *navicula* Eisenack 1951 and *Chitinozoa* sp. In the preparates found were also fragments of tissues of Pteridophyta.

The assemblages indicate Paleozoic age of the rocks examined.

For determinations important are spores with distinct Y-mark, whose first appearances were in the Silurian. From the pre — Silurian Paleozoic come Acritarcha, and mainly Hystricho-sphaeridae, without trilete spores.

Thin-sections showed trilete spores of the species. *Dictiotriletes rotundus*, viz. from the Upper Silurian to Lower Devonian: *Trachytriletes* aff. *minor.*, from the Silurian (Grignani 1967): Calamospore and spores of the genus *Leiotriletes*, *Punctatisporites*, *Apiculatisporites*, *Actinosporites*.

Most acritarchs are recorded in the Silurian to Lower Devonian.

The research of W. G. Chaloner (1967) resulted in a statement about spores enlarging between the Silurian and the Carboniferous. As early as the Emsian and Eiffelian frequent were spores surpassing 200$\mu$ in diameter. Consequently, the sediments examined will not be younger than Lower Devonian. The association of species and genera indicates Upper Silurian to Lower Devonian age.

Environment of deposition is interesting in quite abundant spores, mostly trilete, with a distinct Y-mark. They are known to belong among land Pteridophyta. This is why the original sediments are supposed to have been deposited near dry land Acritarcha and Chitinozoa indicate marine environment, yet typical deep-sea Silurian and Devonian Hystrichosphaeridae are missing in our samples. Then the following conclusions may be drawn:

1. Primary structures and textures preserved, and fossil finds deny strong metamorphism and diaphthoresis of the rocks in the Hron complex.

2. Abundant association of acritarchs and spores with a distinct Y-mark typical of land ferns known as late as the Silurian deny the Proterozoic age of the rocks.

3. The depositional environment was not a deep-sea one. On the contrary, abundant spores indicate nearness of dry land.

4. The Hron complex of the Veporides is Silurian — Lower Devonian in age, as indicated by fossils from the complex.

Translated by E. Jassingerová

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 105—114 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

RÓBERT MARSCHALKO — ONDREJ SAMUEL

# SEDIMENTOLÓGIA A STRATIGRAFIA HRUBOKLASTICKÉHO FLYŠU OD NOSÍC (PRIEHRADA MLÁDEŽE)

(4 tab. na kriede, 2 obr. v texte, angl. resumé)

Abstract. The authors deal with stratigraphic position and sedimentological characteristics of flysch beds in the area of the dam Priehrada Mládeže (Považie — the valley of the r. Váh, west of Považská Bystrica). Good exposures of bed sequences in this area may serve as the principal lithological -stratigraphical correlation horizon of analogous flysch beds of the Klippen Belt.

Sedimentological and microbiostratigraphical researches resulted in the authors' conclusion about the flysch beds of the area discussed being Albian — Lower Cenomanian in age and representing a marginal facies of the particular flysch sedimentary basin. The coarsedetrital material originated in a typical intrageosynclinal source situated north of the sedimentation area of the Manín tectonic unit.

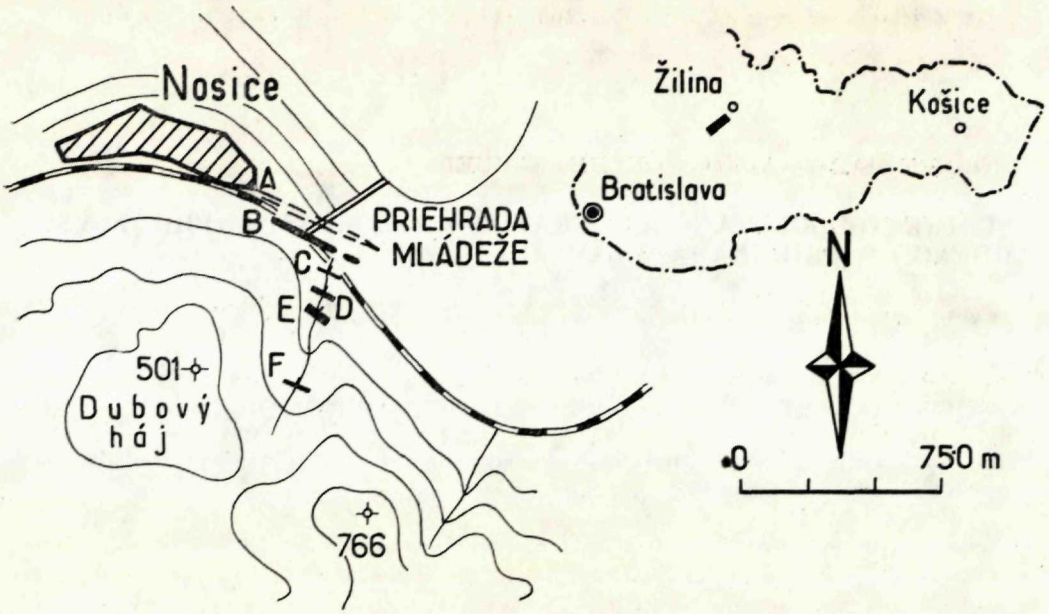
## Úvod

Kriedový flyš bradlového pásma v oblasti Považia a Oravy mikrobiostratigraficky a sedimentologicky v posledných rokoch skúmali D. Andrusov a O. Samuel (1971), A. Began, K. Borza, J. Salaj, O. Samuel (1965), K. Borza (1966) a R. Marschalko in M. Eliáš, Z. Kukal, R. Marschalko (1973). Niektoré dobre zachované sekvencie nezvrásnené na bradlový štandard umožňujú podrobnejší stratigraficko-faciálny rozbor a môžu mať význam z hľadiska korelácie ako oporné horizonty.

Medzi také patria aj fácie marginálneho flyšu po ľavej strane Priehrady mládeže, odkryté v zárezе železnice a v mieste ukotvenia priehradného múru. Flyš je tu súčasťou samostatného štruktúrneho pásma s priebehom vrstiev čiastočne sa meniacim od 300/90° u priehradného múru cez 305/70° SV až po 310/80 JZ u konca sekvencie na vrchu Dubový Háj.

Stratigrafická pozícia. Flyš marginálnych fácií tejto oblasti bol pričleňovaný ako celok k upohlavským vrstvám santónsko-kampánskeho veku (porovnaj vysvetlivky k listu generálnej mapy Žilina). Neskoršie výskumy A. Begana (in J. Salaj 1961), A. Begana, K. Borzu, J. Salaja a O.

RNDr. R. Marschalko, CSc., Geologický ústav SAV, ul. Obrancov mieru 41, Bratislava
RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava




Obr. 1 Situačný náčrt študovaného profilu vrchnoalbsko-spodnocenomanského flyšu od Nosíc.
Vysvetlivky: Vzorky na mikrobiostratigrafickú analýzu odobraté medzi megarytmom B—C (vzor. ŽB), C—D (vzor. $DH_1$, $DH_2$), D—E (vzor. $DH_3$) a E—F (vzor. $DH_4$, $DH_5$).

Samuela (1965) preukázali albský vek flyšu. Sedimentologická analýza R. Marschalku (in M. Eliaš et al. 1973) zaraďuje flyš k marginálnym fáciám akumulovaným na prudkých podmorských svahoch, alebo na ich báze vo forme náplavových kužeľov.

Podrobné štúdium umožnilo v sekvencii marginálnych fácií vyčleniť od bázy (zárez ČSD) až ku vrchu (Dobový Háj) 6 megarytmov zlepencov oddelených pieskovcovými turbiditmi, ktoré považujeme za flyš (príl.). Zlepence prvého až tretieho megarytmu (A — C) ostro ležia na podložnom tenkorytmickom flyši a ich vrstvy dosahujú mocnosť 4,5—10 m. Postupným zmenšovaním hrúbky vrstiev smerom nahor a zmenšovaním hrúbky zŕn zlepencové megarytmy nadobúdajú asymetrický ráz. Megarytmy náhle zanikajú a prechod do pieskovcového flyšu je ostrý. Mocnosť prvého zlepencového megarytmu (A) dosahuje 42 m, druhého (B) 48 m, tretieho (C) 13 m a štvrtého (D) 20 m. Piaty megarytmus (E) 50 m mocný nemá asymetrický vývoj. V jeho podloží sú pieskovce s osobitným vývojom sedimentárnych textúr, o ktorých budeme hovoriť ďalej.

Sedimentologický charakter flyšových zlepencov. Vstvy zlepencov sú často (40—60 %) gradačne zvrstvené s neúplným vývojom sedimentárnych intervalov A. H. Boumu (1962). Ak jedno teleso zlepenca až do 10 m mocné, oddelené slienitými vložkami, je niekoľkonásobne zvrstvené, nemohli sme s istotou stanoviť, či nejde o oddelené vrstvy. Nakoľko však telesá vytvárajú pravidelné rovné dosky bez eróznych korýt a šošovkových tvarov

predpokladáme, že jedno teleso oddelené od druhého vložkou pelagického slieňovca vzniklo ako výsledok jedného transportného agensu a ostré granulometrické zmeny (zvrstvenie) spôsobilo neobvyklé chovanie toku.

Gradačné vrstvy majú na báze prítomný jemnozrnný interval zložený z homogénnych pieskovcov (až 10 m mocný) pripomínajúci pre-fázu. Pre-fáza predchádzala hlavnú fázu toku, v ktorej bol transportovaný hruboklastický materiál. Pokryla dno pieskom alebo laminami a ochránila ho pred priamym dopadom blokov a valúnov. Gradačné vrstvy boli ukončené laminovaným intervalom s rastlinným detritom a vrstvou hemipelagického slieňovca, ktorý považujeme za autochtónny sediment akumulovaný v pokojnej fáze.

Podľa rozmerov, usporiadania a imbrikovanej stavby valúnov a dobre opracovaných blokov a balvanov (až 3,5 m) predpokladáme, že transportujúce toky sa vyznačovali jednak veľkou trakčnou silou, boli úplne turbulentné, nakoľko umožňovali separáciu valúnov a blokov a v určitej fáze erodovali. Prítomné roje slieňovcových intraklastov často opancierovaných (armoured mud ball) boli erozívnou silou vyštiepené zo starších slieňovcových sekvencií, najpravdepodobnejšie však zo stien podmorských kaňonov a transportované ďaleko od ich ústia na náplavové kužele. O erozívnej povahe tokov svedčia časté erozívne prúdové stopy (megaflute casts), hlboké až 50 cm, na báze zlepencových vrstiev a vrezané do podložných hemipelagických slieňov. To naznačuje, že turbiditné toky veľkej trakčnej sily nasýtené hruboklastickým materiálom ho deponovali v prostredí hlbšieho mora intermitentne. Ich aktivita však, ako ukazuje vývoj megarytmov, dosahovala až 3 kulminačné fázy a úplne závisela od tektonickej aktivity a zvýšenej erózie priľahlých orogenetických svahov.

Sedimentologická charakteristika pieskovcových turbiditov flyšu. Vrstvy pieskovcových turbiditov flyšu medzi megarytmami zlepencov BC, CD, DE dosahovali malú hrúbku (40—100 cm) a vykazovali úplnú postupnosť intervalov A. H. Boumu (1962). Často prítomné (70 %) vzostupné čeriny v hornej polohe sú neklamným znakom vypadávania zŕn zo suspenzných tokov, a preto sa domnievame, že väčšia časť flyšových pieskovcov vznikla činnosťou turbiditných prúdov. Výnimku tvoria pieskovce akumulované v podloží tretieho zlepencového megarytmu. Sú zložené po celej hrúbke vrstiev z paralelnej laminácie a dosahujú väčšie mocnosti. Ich príslušnosť k turbiditom je otázna a mohli byť vytvorené neturbulentnými tokmi, aké poznáme z dnešných oceánov.

Pieskovcové turbidity alternujú s hemipelagickými slieňovcami, z ktorých bolo získané bohaté spoločenstvo planktonických foraminifér. Neprejavujú znaky plytkomorské, ako sú megačeriny, veľké šikmé zvrstvenie, časté vykliňovanie vrstiev. Zložené sú prevažne z drob, drobových pieskovcov a kalkarenitov vznikajúcich rýchlou eróziou a splachom z priľahlých horských pásiem do hlbokomorského flyšového žľabu. Hlbokomorský pôvod pieskovcových turbiditov flyšu nepriamo dokazujú štruktúry zlepencov s intraklastami hemipelagických slieňov (svahové depozitá), ktoré nemajú znaky ďalšieho premývania a sú vrezané do turbiditov flyšu.

Zdroj flyšových zlepencov a pieskovcov. Podľa výskumu látkového zloženia hrubých klastík (porov. O. Samuel, K. Borza, E. Köhler (1972)

a vysokého percenta nestabilných komponentov, ako sú vápence triasu-spodnej kriedy, kremitých porfýrov (serpentínov, adinolov) možno predpokladať, že zdrojová zóna dodávajúca detritus bola rýchlo atakovaná eróziou. Táto sa prerezala cez sedimentárny obal karbonátového mezozoika až do paleozoického fundamentu. Vyššie percento paleozoických, najmä mladopaleozoických pieskovcov a bridlíc (devón?, karbón, perm) presvedčivo dokazuje sialický základ zdrojov rozdielneho zloženia od centrálnokarpatského bloku.

O rozsahu týchto zdrojov okrem látkového zloženia a plošného rozšírenia albských zlepencov (Orlové, Považské Podhradie) svedčí aj rastlinný detritus prítomný v laminovaných intervaloch zlepencov aj pieskovcov. Jeho hojnosť a pravidelnosť výskytu naznačuje, že oblasť zdroja musela mať rozsiahly rastlinný kryt a nepredstavuje len malé ostrovčeky, ale celé pásma vynorených pevnín.

Paleoprúdové dôkazy. Podľa nameraných a vyhodnotených intrastratálnych lineácií, ako sú erozívne prúdové stopy, obtekavé prúdové stopy, stopy po údere valúnov a blokov, ako i imbrikácie a orientácie AB plôch valúnov (40 ks), napredujúce toky mali smer v prvom a druhom megarytme od JJV na SSZ a od J na S. V najvyššom megarytme sa prúdový obraz zmenil a toky postupujú od V a SVV na Z a JZZ. Pozoruhodne nízky rozptyl tokov vysvetľujeme vysokým gradientom svahu, ktorý kontroloval a usmerňoval transport a depozíciu.

Flyšové turbidity medzi megarytmom B-C a C-D mali niečo vyššiu variabilitu prúdového smeru, ale ten istý smer od J na S a SZ, resp. podružný smer od V na Z. Keďže sme nerobili prúdovú analýzu flyšových vložiek medzi vyššími megarytmami, nemôžeme zodpovedne vysvetliť jav unimodálneho transportu hrubých aj jemných klastík a náhlu zmenu granulometrie turbiditných tokov. Prikláňame sa zatiaľ k tektonickej interpretácii granulometrických zmien. Keď intenzita svahových pohybov a tektonická aktivita zdroja ustala, podmienky pre eróziu a transport sa menia a nastáva fáza pokojnejšieho vývoja s vyššou produkciou jemnozrnných klastík. V tejto fáze boli splachované a resedimentované plážové piesky hnané do hláv kaňonov pozdĺžnymi šelfovými prúdmi (porovnaj D. C. Moore 1966, R. Hesse 1965).

Významný je paleoprúdový poznatok o polohe zdroja klastík albského flyšu. Transport od Karpát (z J JJV na S a SSZ a Z) navodzuje zdanie, že by Karpaty mohli byť zdrojovou oblasťou, avšak exotická povaha materiálu prezradzuje, že zdroj predstavoval samostatné intrageosynklinálne pásmo, postupujúce v čele dvíhajúcej sa orogenetickej vlny.

Úvahy o hĺbke sedimentačného priestoru. Naše informácie sú založené na štúdiu tanatocenóz a spájame ich so sedimentologickými pozorovaniami. Jediným sedimentom, v ktorom sa nachádzajú organické zvyšky, sú hemipelagické sliene a slienitopiesčité ílovce, prítomné ako vložky medzi zlepencovými telesami a pieskovcovými turbiditmi. Majú sivú farbu, bridličnatú odlučnosť a miestami je ich vnútorná štruktúra porušená činnosťou zahrabávajúcich sa organizmov. Zachovali sa aj organické stopy po lezení na báze turbiditov alebo tenkých siltových lamín. Organické stopy plytkovodného pôvodu, aké opisuje A. Sailacher (1967), ani organizmy v pozícii rastu sme nenašli. Domnievame sa teda, že hemipelagické sliene vznikali ďaleko od pobrežia v hlbokovodnejších podmienkach mora pod hranicou silných morských

prúdov. Vápnité pelagické formy foraminifér síce nepreukazujú fyzikálno-chemické podmienky prostredia, ich masový výskyt však napovedá, že hĺbka sedimentárneho bazénu nedosahovala hranicu kompenzácie karbonátov pohybujúcu sa dnes a v treťohorách od 2500 do 3500 m maximálne do 4000 m (W. H. Berger 1970).

Aglutinované foraminifery, ktorých výskyt sa všeobecne spája so zmenami a zhoršujúcimi sa životnými podmienkami (M. Ksiażkiewicz 1961) vo flyšových bazénoch nie sú dominujúcou zložkou. Vyskytujú sa skôr len vo frakcii piesčitejších slieňov v rámci niektorých megarytmov. V opisovanom súvrství je relatívne najhojnejší výskyt planktónu, niekedy i s obsahom vápnitého bentosu. Ani v jednom prípade v skúmaných asociáciách sme nenašli také biotopy, ktoré by nám indikovali plytkovodné prostredie. Po paleobiofaciálnej stránke majú najviac spoločných znakov s asociáciami z flyšového súvrstvia albu manínskej jednotky. Určitý rozdiel medzi týmito stratigraficky viac-menej synchrónnymi súvrstviami je, že flyšové súvrstvie manínskej jednotky vcelku prechováva kvantitatívne bohatšiu asociáciu planktonických foraminifér. Bentózna zložka je zastúpená premenlivo. Z uvedených poznatkov, ako i z porovnania jednotnej litológie slieňovcových litotopov sa zdá, že albské flyšové more bolo teplé, hlboké a zmeny na okolitých pevninách sa neodrážali markantne na biologickej populácii. Jeho hĺbky dosahujúce 2500—3500 metrov boli stále a opakovanie zlepencových megarytmov a granulometrické zmeny nesúviseli s kolísaním hĺbky flyšového mora, ale, ako sme už uviedli, s tektonickou aktivitou zdrojov a priľahlých podmorských svahov. Tento paleogeografický obraz je neúplný, avšak podobné podmienky vývoja organických biotopov a sedimentárnych sekvencií v terciérnych flyšových bazénoch (R. Marschalko 1968, 1973b) naznačujú, že marginálne fácie albského flyšu vznikali po okrajoch zdrojov s prudkými podmorskými svahmi a mali asymetrický profil vyúsťujúci do hlbokomorskej pláne.

Mikrobiostratigrafická analýza. Pelitická zložka v študovanom profile je na obsah mikrofauny vcelku chudobná. Z niektorých vzoriek sme však získali foraminiferové asociácie, na základe ktorých možno presne stratigraficky začleniť skúmané flyšové hrubodetritické súvrstvie. Najmä asociácie zo vzorky DB-2 a DB-4 sa skladajú z planktonických foraminifér, z ktorých dominuje *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) spolu s poddruhom *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel). Z planktonickej zložky sa vzácne vyskytuje ešte *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *T. evoluta* Sigal. Zo stratigrafického hľadiska z bentóznych foriem si zasluhuje zmienku najmä *Planomalina (P.) buxtorfi* (Gandolfi), ktorá sa podľa výskumov v Západných Karpatoch i literárnych údajov začína objavovať, podobne ako i vyššie menované druhy, vo vrchnom albe a prechádzajú do spodného cenomanu. Na základe definície J. Salaja a O. Samuela (1966) uvedené asociácie sú typickým reprezentantom zóny „*Rotundina*" *stephani*, ktorú autori dávajú do vzťahu s najvyšším albom až najspodnejším cenomanom. V ďalších skúmaných vzorkách prevládajú dendrofryje, pričom planktónne formy spolu s vápnitým bentosom sú zastúpené spravidla iba vzácne.

Ak porovnáme skúmané súvrstvie s litologicky analogickým flyšovým hruboklastickým súvrstvím vystupujúcim napr. v profile v zárezе hlavnej cesty po pravej strane Priehrady mládeže a Udičou, zistíme, že miestami

prechováva pomerne bohaté foraminiferové asociácie, pričom pomer planktonickej zložky a bentóznej sa tu tiež mení. Planktonické foraminifery v niektorých polohách vytvárajú úplné monospoločenstvo. Najčastejšie sú reprezentované druhom *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *H. infracretacea* (Glaessner), *Ticinella roberti* (Gandolfi), kým bentózne formy druhom *Anomalina (G.) intermedia* Berthelin, *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Arenobulimina presslii* (Reuss) a *Dendrophrya div. sp.* Asociácie tohto resp. veľmi podobného druhového zloženia sa bežne vyskytujú v sedimentoch bradlového pásma i vnútorných Karpát. Podľa mikrobiostratigrafickej analýzy J. Salaja et O. Samuela (1966) reprezentujú zónu *Ticinella roberti* zodpovedajúcu vrchnému gargasu až spodnému albu. Súvrstvie vyvinuté po pravej i ľavej strane Priehrady mládeže predstavuje jeden litologicko-faciálny sukcesívny komplex. Stratigraficky ho môžeme úplne alebo čiastočne korelovať so svalovskými vrstvami ( = rudinské vrstvy) v kysuckej jednotke a so sferosideritovým a typicky flyšovým súvrstvím manínskej jednotky. Stratigraficky i litologicko-faciálne analogické súvrstvie je tiež vyvinuté v južnej časti pieninskej jednotky na Orave (porov. A. Began et O. Samuel 1974), ktoré je z hľadiska sedimentologicko-litofaciálneho v súčasnom období predmetom podrobného štúdia autorov.

V skúmaných asociáciách nepozorovať žiadne stopy po redeponácii; nevyskytujú sa ani stopy, ktoré by zo stratigrafického hľadiska vzbudzovali pochybnosť o veku tohto súvrstvia. Táto skutočnosť je v súlade so všetkými autormi (porov. V. Scheibnerová in M. Matula 1961, O. Jendrejáková 1968, J. Salaj et O. Samuel 1960, O. Čorná 1973*), ktorí sa doteraz zaoberali mikrobiostratigrafickou analýzou tohto súvrstvia. Z uvedeného teda vyplýva, že doteraz z tejto oblasti nemáme žiadne priame paleontologické dôkazy o mladšom santón-kampánskom veku súvrstvia, ku ktorému sa prikláňa D. Andrusov (l. c.). V prospech staršieho veku ako turón, sa nepriamo prihovárajú aj výsledky dosiahnuté štúdiom valúnových analýz. Podľa O. Samuela—K. Borzu a E. Köhlera (1972) ani v jednom prípade sa nezistili v konglomerátových polohách tohto súvrstvia valúny zo stratigraficky mladších sedimentárnych typov hornín ako trias až stredná krieda. Vcelku predmetné hrubodetritické konglomerátové súvrstvie má iné znaky ako mladšie santón-kampánske upohlavské súvrstvie (porov. O. Samuel, K. Borza, E. Köhler, l. c.), s ktorým ho porovnáva D. Andrusov (l. c.). Rozdielne stratigrafické ponímanie tohto súvrstvia D. Andrusovom je v tejto oblasti založené predovšetkým na odlišnej geologicko-tektonickej interpretácii.

---

* Autorka v citovanej práci (str. 385) sa nesprávne odvoláva na ústne oznámenie D. Andrusova a O. Samuela, ktorí vo flyšovom súvrství našli, okrem alb-cenomanskej mikrofauny i senónsku mikrofaunu. Z takéhoto konštatovania logicky vyplýva, že všetky flyšové súvrstvia s konglomerátmi bradlového i manínskeho pásma sú senónskeho veku. Tento názor zastáva iba jeden z vyššie menovaných autorov (D. Andrusov), čo je jednoznačne uvedené tak v rukopisnej správe (D. Andrusov et O. Samuel 1971, str. 50), ako aj v sprievodcovi „Krieda-paleogén Západných Karpát", vydaného z príležitosti X. jubilejného zjazdu KBGA (D. Andrusov, O. Samuel 1973, str. 16—17; 51—52, angl. vyd.). Nakoľko O. Čorná s autorom (O. Samuel), ktorý má na stratigrafické postavenie flyšu s konglomerátmi iný názor, tento problém vôbec nediskutovala, nemohol jej vo vyššie uvedenom zmysle ústnu informáciu poskytnúť.

Niektoré paleogeografické úvahy. Zo stratigrafického rozboru a z analýzy paleotransportu a depozície zlepencových flyšových klastík možno predpokladať pozíciu zdrojovej oblasti vo vrchnom albe a spodnom cenomane na JV, V a SV od štruktúrneho pásma Dubový Háj. V priľahlej manínskej jednotke rozprestierajúcej sa západne od Žiliny cez Manín, Butkov až k Ladcom je albský flyš, tvorený pieskovcovými turbiditmi bez akejkoľvek prítomnosti hrubozlepencových fácií. Z korelácie je zrejmé, že ak zlepence neboli transportované cez východne položenú manínsku jednotku a táto predstavuje rozsiahle sedimentačné pásmo albsko-cenomanského flyšu, je nutné situovať zdroj zlepencových klastík sz. od manínskeho sedimentačného priestoru. Zdroj oddeľoval manínsky priestor od z. situovaného žľabu, ktorého marginálne fácie ostali zachované v štruktúrnom pásme Dubový Háj, ako i v pásme Považská Bystrica — Orlové — Podvažie. Domnievame sa preto, že štruktúrne pásmo Dubový Háj pokračujúce na Orlové — Podvažie je osobitná tektonicko-stratigrafická jednotka (klapská) utvorená v samostatnom sedimentárnom flyšovom žľabe. V tomto žľabe boli hrubé klastiká transportované v pomerne krátkej dobe (vrchný alb-cenoman) na priľahlé submarinné svahy sklonené k Z, SZ, kde možno očakávať batymetrickú os žľabu. Mocnosť flyšových zlepencov v štruktúrnom pásme Dubový Háj (nad 400 m) preukazuje nielen rýchlu eróziu intrageosynklinálneho zdroja, ale aj rapídnu subsidenciu flyšového žľabu po zlomoch priľahlých k zdroju. Preto v transportných agensoch prevládali turbiditné prúdy, toky zŕn, ako aj trakčné prúdy značnej transportnej schopnosti.

Z krátkeho prehľadu stratigrafických, sedimentologických i petrografických dôkazov vyplýva, že zdrojová zóna hrubých flyšových klastík predstavuje typický intrageosynklinálny zdroj. Bola umiestená medzi flyšovými žľabmi, z ktorých sa zachovali len isté faciálne plochy. Samo pásmo zdroja bolo deštruované a pohltené počas orogénnych fáz.

Vysvetlivky k tabuľkám XXIX—XXXII

Tabuľka XXIX
Obr. 1 Albské zlepence v záreze železnice a v mieste založenia priehradného múru pri Nosiciach. Pohľad na plochu paralelnú s vrstevnatosťou. Dobre zaoblené kremencové valúny a bloky sú tesnené homogénnou pieskovcovou matrix. Valúny s plochou AB sú monoklinálne uložené a imbrikované.
Obr. 2. Erozívne prúdové stopy na spodnej vrstevnej ploche albského flyšu medzi prvým a druhým zlepencovým megarytmom. Prúd prichádzal zľava. Zárez ČSD.

Tabuľka XXX
Zreteľne vyjadrená imbrikácia a monoklinálne uloženie valúnov v spodnej polohe zlepencovej vrstvy. Uhol úklonu valúnov 18—28°. Tesnenie je dobré. Prúd zľava doprava. Zárez ČSD Nosice.

Tabuľka XXXI
Obtekavé stopy na spodnej vrstevnej ploche, prechádzajúce miestami v erozívne prúdové stopy. Vľavo hore pozorovať valúny, na ich čele sú vymyté jamky zaplnené pieskom. Veľkosť plochy 4,5—5 m. Potok na Dubový Háj.

Tabuľka XXXII
Ostrý prechod zo zlepenca do hrubozrnného pieskovca v jednej vrstve. Takéto prechody sú časté a boli spôsobené neobvyklým chovaním toku. Potok na Dubový Háj:

Do tlače odporučil A. Began

## LITERATÚRA


ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. 1971: Najnovšie stratigrafické poznatky z bradlového pásma Považia. Manuscript-archív GÚDŠ Bratislava.

ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. 1973: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion E. X. Congress of Carpathian-Balkan geological Association, s. 1—78. Bratislava.

BEGAN, A.—BORZA, K.—SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1965: On the age of Upohlava conglomerates. Geol. práce, Správy 36, s. 123—138. Bratislava.

BEGAN, A.—SAMUEL, O. 1975: K interpretácii strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma na Orave. Geol. práce, Správy 63. Bratislava.

BERGER, W. H. 1970: Planktonic Foraminifera: selective solution and the lysocline. Mar. Geol., zv. 8, s. 111—138. Amsterdam.

BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepencov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o zemi. Ser. Geol., s. 1—67. Bratislava.

BOUMA, A. H. 1962: Sedimentology of some Flysch Deposits, Elsevier P. C., s. 1—168. Amsterdam.

ČORNA, O. 1973: Palinomorfy i vozrast konglomeratov utesov u. g. Považská Bystrica (Zapadnyje Karpaty). Geol. zborník XXIV/2, s. 385—391. Bratislava.

ELIÁŠ M. et al. 1973: Sedimentological Excursion. Guide to Excursion I. X. Congress of Carpathian-Balkan geological Association, s. 1—60. Bratislava.

HESSE, R. 1965: Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrog. Verh. Geol. Bundesanst. Sonderheft G. S., s. 147—170. Wien.

JENDREJÁKOVÁ, O. 1968: Die benthosen Foraminiferen des Alb der Westkarpaten. Geol. zborník XIX/1, s. 255—278. Bratislava.

KSIĄŽKIEWICZ, M. 1961: O warunkach życia v basenach flyszowych — Streszczenie. Rocz. Pol. Tow. Geol. XXX/9, 1, s. 3—21. Krakow.

MARSCHALKO, R. 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonic of the Paleogene Flysch of Central West Carpathians. Geol. zborník — Geologica Carpathica XIX, 1, s. 69—94. Bratislava.

MARSCHALKO, R. 1973: Sedimentológia zlepencov paleogénneho flyša bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek východného Slovenska. Manuscript-archív SAV, s. 124. Bratislava.

MATULA, M. 1961: Inžiniersko-geologické skúsenosti z výstavby vodného diela pri Nosiciach na Váhu. Acta geol. et geograph. univer. Comenianae. Geologica 7, s. 40—150. Bratislava.

MOORE, D. G. 1966: Structure- lithoorogenic units and postorogenic basin fill by reflection profiling: California continental border land, US Navy Electron. Lab. San Diego, California, s. 1—151. Groningen.

SALAJ, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. Geologické práce, Správy 22, s. 83—97. Bratislava.

SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Geol. úst. D. Štúra, s. 1—291, tab. 1—48. Bratislava.

SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). Geol. ústav D. Štúra, s. 1—246, tab. 1—180. Bratislava.

SEILACHER, A. 1954: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren, Deutsch. Geol. Ges., 105, s. 213—227. Hannower.

# LITOLOGICKO-STRATIGRAFICKÝ PROFIL ALBSKÝM ZLEPENCOVÝM FLYŠOM OD NOSÍC

| METRE | MEGARYTMY | ZLEPENCE / PIESKOVCE / SILTOVCE-ŠLIENOVCE | TEXTÚRY A ŠTRUKTÚRY | PALEOPRÚDY | MIKROFAUNA |
|---|---|---|---|---|---|
| 400 | F | | zlepencový megarytmus (F) mocnosť pre zlé odkrytie je neznáma balvany kremitých metamorfovaných zlepencov paleozoika dosahovali dĺžky až 3,50 m zaoblenie dobré | | |
| 350 | | $DH_5$ $DH_4$ | drobnorytmický flyš (mocnosť 150m) prítomné turbidity majú B+C interval boumu (hrúbka 10-15 cm). Čerinová laminácia. Slieňovcové vložky sú piesčité | | V asociácii dominuje Dendrophrya robusta; veľmi vzácne: Praeglobo-truncana stephani, Rotalipora sp. V asociácii dominuje Dendrophrya robusta a D. robusta maxima; vzácne-často: Praeglobotruncana stephani, P. stephani turbinata, Thalmanninella ticinensis, Rotalipora evoluta, Planomalina buxtorfi, Haplophragmoides nonioni-noides. |
| 300 | E | | zlepencový megarytmus (E) gradačné zvrstvenie, slieňovcové vložky nie sú prítomné. Valúny sú dobre zaoblené (os max. 90cm) a zretelne imbrikované. Pieskovce alternujúce so zlepencami sú pararelne laminované a kremité | | |
| 250 | | $DH_3$ | laminované pieskovce zvlášť v podloží megarytmu (E). Negradačná príroda pieskovcov a chýbanie boumových intervalov nedovoľujú považovať tieto za pravé turbidity. Do spodu pribúda slieňovcových vložiek a vyvrýja sa drobnorytmický flyš nad megarytmom (D) | | Thalmanninella ticinensis - veľmi vzácne |
| | D | | zlepencový megarytmus (D). Gradačné aj negradačné zvrstvenie, erozívne prúdové stopy okolo valúnov až 7 cm veľkých, zaplnené štrkom. Megarytmus prechádza do flyša s prevahou pieskovcov | | |
| 200 | | $DH_2$ $DH_1$ | flyš s prevahou slieňovcov s piesčito-ílovitou prímesou. Turbidity (10-70 cm) majú vývoj boumových intervalov, tvoria skupiny 1-3 m mocné. Časté laminované pieskovce po celej hrúbke (max 60 cm) | | V asociácii dominuje Praeglobotruncana stephani a P. stephani turbinata; vzácne-často: Thalmanninella ticinensis, Rotalipora evoluta, R. cf. apenninica, Rugoglobigerina sp., Lenticulina macrodisca, L. muensteri, Epistomina spinulifera, E. charlotae, Anomalina (G.) intermedia. Vzácne: Praeglobotruncana stephani a P. stephani turbinata; vzácne-často: Thalmanninella ticinensis, Rotalipora evoluta; veľmi vzácne-vzácne: Anomalina (G.) intermedia, A. (G.) rudis. |
| 150 | C | | slabý megarytmus zlepenca zložený z imbrikovaných valúnov, uhol úklonu valúnov 18°-25°. Prechod do pieskovcov ostrý. Eroz. stopy na báze | | |
| | | ŽB | flyš s prevahou pieskovcových turbiditov s výraznými intervalmi pararelnej laminácie, erozívne prúdové stopy, roje ílovcových intraklastov, vzostupné čeriny. Stopy po lezení, rastlinné zvyšky, kanály vyhĺbené do turbiditov sú zaplnené zlepencami | | Chudobné spoločenstvo zložené z druhov Dendrophrya robusta a D. robusta maxima. |
| 100 | B | | gradačne zvrstvené zlepence; vrstvy zlepencov 1-4,5 m hrubé alternujú s piesčitými slieňmi (20cm). Na báze zlepencov erozívne prúdové stopy. Valúny sú dobre zaoblené a imbrikované. Tesnenie je zlé, časté armoured balls a interklasty ílovcov. Vrstvy zlep. majú v hor. polohe interval pararelnej laminácie. Megarytmus je prerušený tenkorytmickým flyšom a gradáciou zlepencov od bazálneho megarytmu (A) | | |
| 50 | | | flyš s tenkými vrstvami pieskovcov s intervalmi boumu | | |
| 0 | A | | bazálny megarytmus (A) zlepencov odkrytý počas výkopu v ľavom krídle priehradného miesta (porovnaj Matula 1961, príloha 6) | | Gaudryina spissa, Clavulinoides gaultinus, Gavelinella ammonoides, Ramulina globulifera (fide M. Matula 1961). |

SEILACHER, A. 1967: Bathymetry of trace fossils, Marina Geol. 5, s. 413—428. Amsterdam.
Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. List Žilina 1962, s. 1—272. Bratislava.

RÓBERT MARSCHALKO — ONDREJ SAMUEL

## SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHY OF COARSE-CLASTIC FLYSCH NEAR NOSICE (THE DAM PRIEHRADA MLÁDEŽE)

Summary of the Slovak text

During the last years intensified stratigraphical and sedimentological research was carried out in the Cretaceous flysch of the Klippen Belt in the areas of Považie and Orava including the flysch around the dam Priehrada Mládeže. Here the flysch is a component part of a separate structural zone, and mostly consists of coarse clastics deposited in form of fans.

Detailed lithological — facies and sedimentological investigations facilitated distinguishing six megarhythms of conglomerates separated by sandstone turbidites regarded as flysch. Course of beds alters from foothill upwards, from 300/900 to 305/70° NE up to 310/80° SW.

Basing upon the analytis of material composition of coarse clastics in conglomerates, and of paleocurrents we may state that their source was a typical intrageosynclinal cordillera situated northwest of the Manín area proper. The cordillera separated the Manín area from the western trough whose marginal facies preserved in the structural belt Dubový Háj — Považská Bystrica — Orlové — Považie. The authors presume that the structural belt is a particular tectonic — stratigraphic unit (Klape).

Considerable thickness of the flysch conglomerates indicates a rapid erosion of the intrageosynclinal source, and fast subsidence of the flysch trough as well. The source area was deeply destructed on its surface and subducted during orogenic phases.

Formerly some authors referred the bed sequence to the Santonian — Campanian. Results of microbiostratigraphical research did, however, show that some pelitic layers contained generally well preserved associations to facilitate referring the bed sequence discussed to the Uppermost Albian to the Lower Cenomanian. The associations examined did not include younger species nor traces of redeposition. Consequently, there are no reasons for regarding them younger in age.
Translated by E. Jassingerová

### Explanations of plates XXIX—XXXII

Plate XXIII
Fig. 1 Albian conglomerates in the cut of a railroad, and in the foundation of the dam wall at Nosice. A view of the plain parallel to lamination. Well-rounded quartzite pebbles and blocks are cemented by homogeneous sandstone matrix. Pebbles with AB are monoclinal and imbricated.
Fig. 2 Erosional current marks on the basal surfaces of the Albian Flysch between the first and the second conglomerate megarhythms. The current came from the left. A railroad cut.

Plate XXIV
Conspicuous imbrication and monoclinal position of pebbles in the basal surface of the conglomerate bed. Angle of pebble inclination: 18—28°. Cementing is good. Current direction: from the left to the right. A cut in the railroad at Nosice.
Plate XXV
Scour marks on the basal surface, in places passing into erosional current marks. In the top left corner are pebbles with scoured holes filled with sand. The size of the surface: 4.5—5 $m^2$. A brook at Dubový Háj.
Plate XXVI
An abrupt transition of conglomerate into coarsegrained sandstone in one bed. Such transitions are very frequent owing to unusual behaviour of the current. A brook at Dubový Háj.
Fig. 1 A situation sketch of the profile studied of the Upper Albian — Lower Cenomanian Flysch at Nosice.
Explanations: Samples for microbiostratigraphical analysis taken between the megarhythms B—C (sample ŽB), C—D (samples $DH_1$, $DH_2$), D—E (sample $DH_3$) and E—F (sample $DH_4$, $DH_5$).

Text—fig. 2 Lithological-stratigraphical profile of the albian conglomerate flysch from Nosice

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 115—130 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

ONDREJ SAMUEL

# MENILITOVÉ BRIDLICE V MYJAVSKOM VÝVINE

(3 obr. v texte, 4 tab. na kriede, angl. resumé)

Abstract. For the first time described are the Menilite shales from the Paleogene of the Myjava facies. On the basis of stratigraphical analysis the shales are referred to the Lower Priabonian. In the paleontological part the author describes a new subspecies *Globorotalia lensiformis carpatica*, and deals with stratigraphical significance of some species from the Slovak West Carpathians (*Globorotalia lensiformis* Subbotina emend., *T. (A.) mathseensis* (Gohrbandt), *T. (A.) wartsteinensis* (Gohrbandt) and *Globanomalina wilcoxensis globulosa* Gohrbandt).

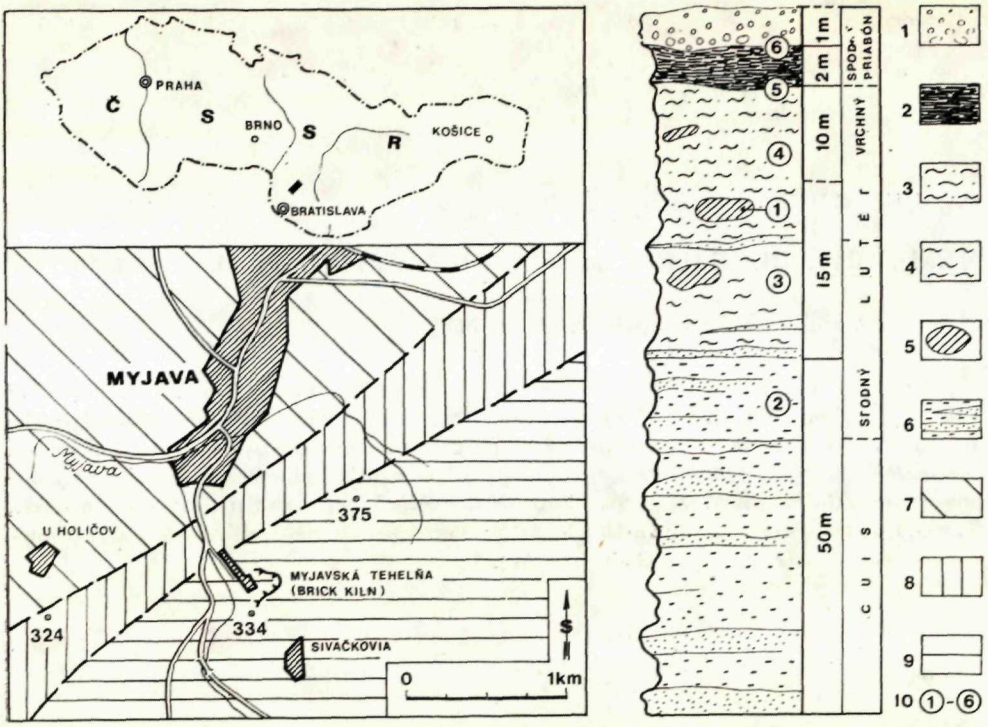
## Úvod

Menilitová fácia v karpatskej paleogénnej geosynklinále je veľmi rozšírená buď vo forme menilitového súvrstvia, alebo menilitových bridlíc. V minulosti sa menilitové bridlice považovali za typickú fáciu vonkajšieho-krosnianskeho flyšového pásma. Až pri neskorších výskumoch sa dokázalo, že menilitové bridlice sú vyvinuté i vo vnútornej magurskej tektonickej jednotke, pribradlovom (inoveckom i považsko-hanušovskom pásme), paleogéne a v centrálnokarpatských paleogénnych depresiách. Zatiaľ čo menilitové bridlice vo vonkajšom flyšovom pásme tvoria súvrstvie o hrúbke niekoľko desiatok až 300 m, v magurskom pásme sú už iba súčasťou maľcovských vrstiev o hrúbke niekoľkých metrov. V pribradlovom a centrálnokarpatskom paleogéne sú vyvinuté len rudimentárne. Ich stratigrafická pozícia v rámci celej karpatskej paleogénnej geosynklinály nie je rovnaká. Severným resp. sv. smerom sa stáva mladšou v rozsahu vrchného eocénu až spodného oligocénu (porov. O. Samuel 1973). Podrobný litologicko-faciálny opis zo slovenskej časti Západných Karpát nájdeme v prácach B. Lešku (1960a), D. Andrusova (1965), B. Lešku et O. Samuela (1968).

## Myjavský vývin

Paleogénne sedimenty z myjavského vývinu (sensu O. Samuel 1972a) najsúvislejšie vystupujú v pruhu Kravariky — Stará Turá a Polianka — Rudník,

RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1. Bratislava




Obr. 1 Geografická pozícia študovanej oblasti a schematický litologicko-faciálny profil.

1 — konglomeráty; 2 — menilitové bridlice; 3 — zelené (globigerínové) sliene; 4 — pestré, prevažne červené sliene a vápnité ílovce; 5 — olistolity z vrchnosenónskych púchovských (gbelanských) slieňov bradlového pásma; 6 — drobnorytmický flyš; 7 — magurská tektonická jednotka; 8 — bradlové pásmo; 9 — brezovský — gosauský (koniak — maastricht) a myjavský (paleocén — vrchný eocén) vývin; 10 — 1—6 pozícia vzoriek uvádzaných v tabuľke — zoznam druhov — str. 121

ktoré sa tiahnu paralelne po vnútornej strane bradlového pásma. Podľa O. Samuela et J. Salaja (1968) v posledne menovanom pruhu možno v hlavných črtách odlíšiť tieto litologicko-stratigrafické súvrstvia:

a) Sivozelené sliene s polohami pieskovcov, ktoré podľa J. Salaja (1962) sa plynule vyvíjajú z maastrichtu a zodpovedajú spodnému paleocénu.

b) Kravarické súvrstvie je tvorené hlavne lavicami vápnitých pieskovcov až piesčitých vápencov striedajúcich sa s niekoľko cm mocnými vrstvičkami ílovcov resp. slieňovcov. V sz. časti tohto súvrstvia začínajú sa objavovať i polohy zlepencov s exotickými valúnmi. Stratigrafický rozsah tohto súvrstvia je stredný paleocén až spodný eocén.

c) Drobnorytmický flyš s polohami slieňov. Tvoria ho 10—20 cm mocné lavice pieskovcov striedajúcich sa s polohami najmä vápnitých ílovcov a premenlivo mocnými vložkami pestrých slieňovcov a ílovcov. Pomer oboch zložiek je premenlivý, spravidla sa však pohybuje cca 2 : 1 (p : i). Miestami však má prevahu pelitická zložka až v pomere 4 : 1. Ich stratigrafický rozsah je spodný až stredný eocén.

Vyššie členy v tomto pásme doteraz neboli známe. Až v posledných rokoch boli v myjavskej tehelni odkryté menilitové bridlice, ktoré sme mikrobiostratigraficky preskúmali v celej sukcesii vrstevného sledu.

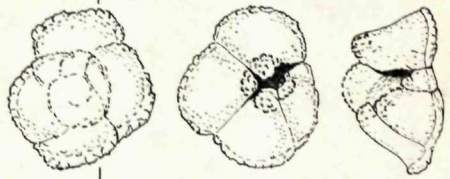
V jz. časti spomínanej tehelne vystupuje drobnorytmický flyš s prevahou šedozelených, tmavosivých až tmavých vápnitých ílovcov. Celé súvrstvie je v prevrátenej polohe so sklonom 50—75° k JZ. a slúži za hlavný zdroj tehliarskej suroviny. Na mikrofaunu je vcelku chudobné. Z väčšieho počtu vzoriek boli pozitívne len tri vzorky. V jednej sa vyskytuje zaujímavé ostrakódové spoločenstvo a v druhej zakrnutá a rekryštalizovaná mikrofauna, skladajúca sa z druhov *Turborotalia (A.) convexa* (Subbotina), *T. (A.) vicespinuloinflata* Samuel, *T. (A.) crassata densa* (Cushman), *T. (A.) mattseensis* (Gohrbandt), *T. (A.) wartsteinensis* (Gohrbandt), *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner, *Globigerina eocaena* Gümbel, *G. linaperta* Finlay. Bentóznu zložku reprezentuje najmä rod *Cibicides*. V treťom prípade sme získali veľmi chudobnú asociáciu zloženú iba zo stratigraficky priebežných foriem (*Rhabdammina* sp., *Dendrophrya* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp. atď.). Hoci podľa stratigrafickej hodnoty vyššie uvádzaných planktonických druhov vrchná časť opisovaného súvrstvia zodpovedá najspodnejšiemu lutétu, domnievame sa, že podstatná časť patrí spodnému eocénu.

V sv. časti ťažobného úseku sa vyskytujú červené sliene a slienité ílovce, ktoré smerom k menilitovým bridliciam nadobúdajú zelenú farbu. Pozoruhodným javom v týchto vrstvách sú zaoblené bloky vrchnosenónskych slieňovcov púchovského (gbelianskeho) typu. Z prítomnosti olistolitov na druhej strane mohli by sme logicky očakávať redeponovanú kriedovú mikrofaunu v paleogénnom súvrství. Skutočnosť je však taká, že kriedové formy sa v skúmaných paleogénnych asociáciách vyskytujú veľmi zriedkavo. Z toho vyplýva, že vrchnokriedové slieňovce (olistolity) neboli deponované na väčšiu vzdialenosť, ale sa usadili náhle, najpravdepodobnejšie podmorským zosunom, pri ktorom bola odtrhnutá i časť kriedového substrátu do diageneticky ešte nespevnených spodnolutétskych sedimentov.

Mikrobiostratigrafické rozbory ukázali, že pestré sliene obsahujú populácie planktonických foraminifér sprevádzané vápnitým bentosom, pričom vápnité ílovce majú aglutinované asociácie. Tieto dva rozdielne typy asociácií sú odrazom paleoekologických zmien sedimentačného prostredia aj v období usadzovania pestrých vrstiev. Aglutinované foraminifery reprezentujú asociácie s druhom *Cyclammina amplectens* Grzybowski. Podľa asociácie planktonických foraminifér podstatná časť červených slieňov stratigraficky dobre zodpovedá zóne *Globigerapsis kugleri* H. M. Bolli (1957) (= vrchnej časti karpatskej zóny *Turborotalia (A.) crassata densa* sensu O. Samuel et J. Salaj 1968). Z významnejších foriem boli tu určené: *Turborotalia (A.) crassata densa* (Cushman), *T. (A.) vicespinuloinflata* Samuel, *T. (A.) mattseensis* (Gohrbandt), *T. (A.) wartsteinensis* (Gohrbandt), *Globorotalia lensiformis* Subbotina, *Globigerina hagni* (Gohrbandt), *G. senni* (Beckmann), *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeblich et Tappan, *Globanomalina wilcoxensis* (Cushman et Ponton) atď. Približne 8—10 m pod menilitovými bridlicami v zelených slieňoch sa vyskytuje spoločenstvo s dominujúcim postavením globigerín: *Globigerina eocaena* Gümbel, *G. hagni* Gohrbandt, *G. linaperta* Finlay, *G. pseudovenezuelana* Blow et Banner, *G. boweri* Bolli, *Truncorotaloides topilensis* (Cushman) atď. Uvedená asociácia nám

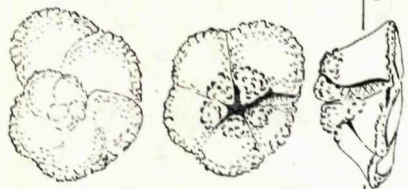
| PALEOCENE | | | EOCENE | | |
|---|---|---|---|---|---|
| MIDDLE | | UPPER | LOWER | MIDDLE | |
| III | | IV | V | VI | VII | VIII |

| | O. SAMUEL & J. SALAJ, 1968 | H. M. BOLLI, 1957 |
|---|---|---|
| VIII | Truncorotaloides rohri | Truncorotaloides rohri |
| | | Orbulinoides beckmanni |
| | | Globorotalia lehneri |
| VII | T. (A.) crassata densa | Globigerapsis kugleri |
| | | Planktenina aragonensis |
| | | Globorotalia palmerae |
| VI | Globorotalia aragonensis | Globorotalia aragonensis |
| | | Globorotalia formosa formosa |
| V | Globorotalia subbotinae | Globorotalia rex |
| IV | Globorotalia aequa | Globorotalia velascoensis |
| | | Globorotalia pseudomenardii |
| III | Globorotalia pusilla pusilla | Globorotalia pusilla pusilla |



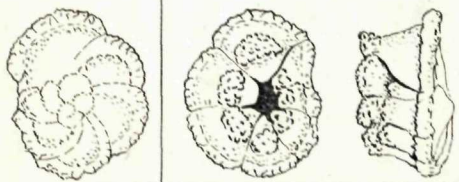
Globorotalia lensiformis carpatica

Globorotalia lensiformis lensiformis



Globorotalia aragonensis crater

cf. Globorotalia aragonensis aragonensis



Globorotalia velascoensis

Globorotalia occlusa

indikuje vrchnolutétsky vek (= karpatskej zóne *Truncorotaloides rohri*).

Zelené vápnité ílovce z tesného podložia menilitových bridlíc obsahujú svojrázne ostrakódové spoločenstvo, skladajúce sa z hladkostenných foriem.

V nadloží vyššie opísaného súvrstvia je vyvinutá 1,5—2 metre mocná, takmer kolmo vztýčená poloha slabo vápnitých až nevápnitých, prekremenených menilitových bridlíc, na čerstvej ploche čokoládovo sfarbených a lupienkovito sa rozpadajúcich, ktorá sa stýka asi s meter mocnou, tiež kolmo vztýčenou polohou konglomerátov. Poloha na styku menilitových bridlíc a konglomerátov je popretkávaná sadrovcom. Práve z tejto časti bridlíc menilitového litotypu sme získali podobné ostrakódové (hladkostenné formy) spoločenstvo ako z ich tesného podložia s tým rozdielom, že popri ostrakódach sa tu vyskytujú i rekryštalizované formy rodu *Dentalina, Nodosaria a Glandulina.* Vlastné menilitové bridlice sú bezfosílne, resp. veľmi vzácne obsahujú pyritizované jadrá globigerín. Podľa superpozície ich kladieme už do spodného priabonu.

## Záver

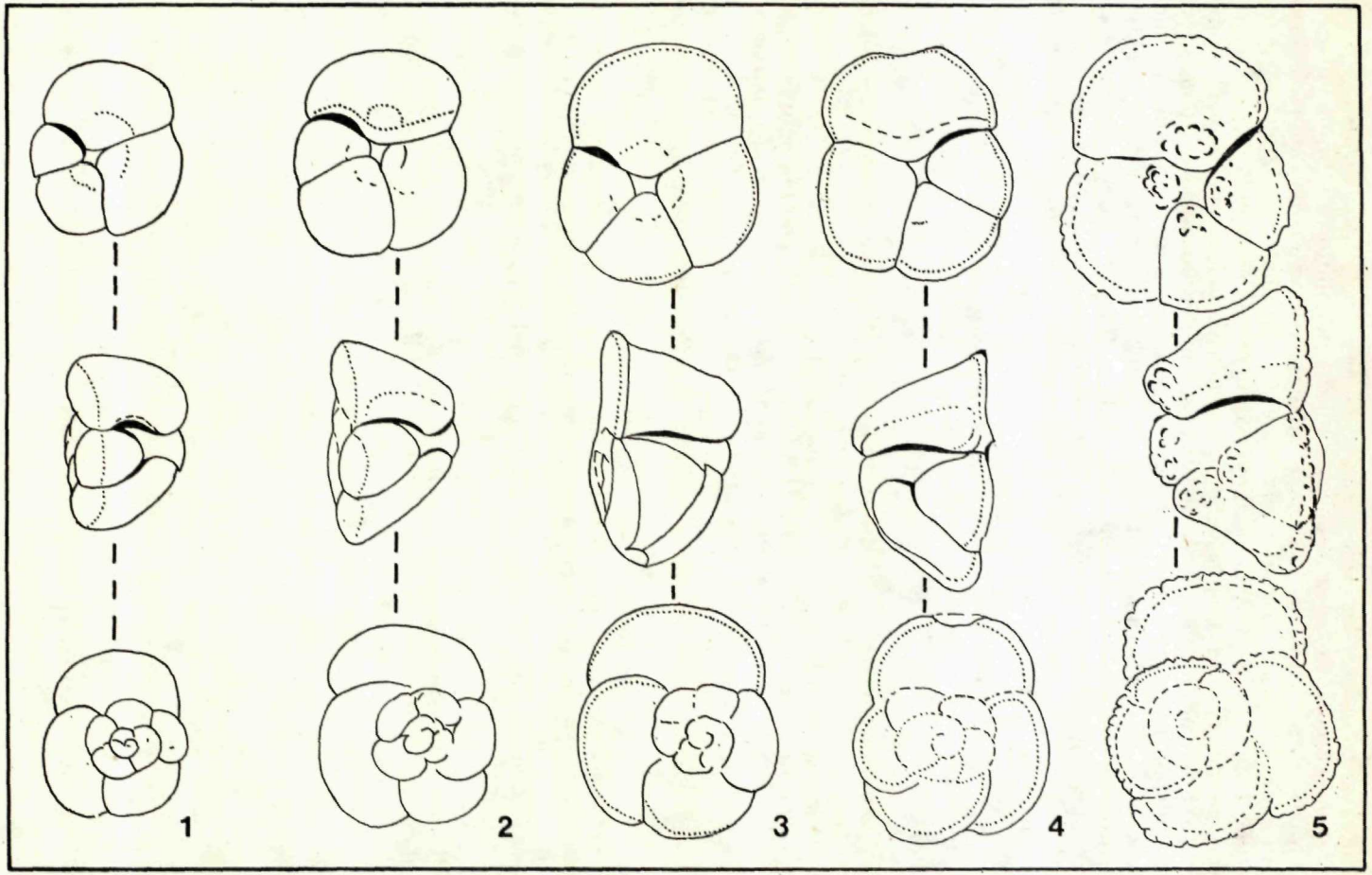
Vyššie opísaný vrstevný sled s menilitovými bridlicami má v základných črtách podobnú litologicko-stratigrafickú sukcesiu ako v inoveckom vývine východného Slovenska napr. v profile pri Inovci (porov. B. Leško et O. Samuel 1960), resp. pri Údole (Ujaku). Rozdielna je však ich tektonická pozícia. Kým myjavský vývin sa tiahne po vnútornej strane bradlového pásma (a v jeho podloží je vyvinutá brezovsko-gosauská krieda), B. Leško (1960b) definuje inovecký vývin ako samostatnú litologicko-faciálnu a stratigrafickú paleogénnu jednotku tzv. beňatinského flyšu, vyvinutú bezprostredne po jeho s. časti. Ak považujeme menilitové bridlice spolu s globigerínovými slieňni, ktoré sa pravidelne vyskytujú v ich podloží za významné korelačné litotypy, môžeme z toho dedukovať, že po ilýrskych pohyboch (začiatkom priabonu) dochádza k výrazným paleogeografickým zmenám nielen vo vonkajšom flyšovom pásme (pestré globigerínové sliene, maľcovské vrstvy, zlínske vrstvy), ale aj vo východnej a západnej (hluchý vývin s prevahou pelitov; vlársky vývin, v ktorom sa taktiež výraznejšie uplatňuje pelitická zložka ako v spodnom súvrství) časti magurského i pribradlového (považsko-hanušovského sedimentačného priestoru i centrálnokarpatského paleogénu. Charakterističkou črtou v tejto fáze vývoja flyšovej geosynklinály je pokojnejšia sedimentácia, spojená so vznikom pelagických (globigerínových) slieňov. Vzápätí ju vy-

---

Obr. 2 Fylogenetický vývoj druhu *Globorotalia velascoensis* (Cushman, 1925), *Globorotalia aragonensis crater* Finlay, 1939, emend. Hornibrook, 1958 a *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp.

1 — *Turborotalia (A.) crassata densa* (Cushman, 1925), No 10715, forma so subglobóznym okrajom komôrok; 2 — *T. (A.) crassata densa* (Cushman, 1925), No 10667, forma so subglobóznym okrajom komôrok; 3 — prechodná forma medzi *T. (A.) crassata densa* (Cushman, 1925) a *Globorotalia lensiformis lensiformis* Subbotina, 1953, forma s angulárnym okrajom komôrok a na poslednej komôrke s veľmi jemným kýlom, No 10604; 4 — *Globorotalia lensiformis lensiformis* Subbotina, 1953, No 10609, forma s angulárnym okrajom komôrok a vyvinutým kýlom; 5 — *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp., No 10711.

Všetky vyobrazené formy pochádzajú z červených slieňov myjavskej tehelne; porov. obr. 2, vzor. 3 (5/68).


1
2
3
4
5

striedal do značnej miery typ hornín, ktorých vznik M. Książkievicz (1963) dáva do vzťahu s euxinickou sedimentáciou.*

Menilitové bridlice spolu s globigerínovými slieňmi v myjavskej tehelni predstavujú najjuhozápadnejší výskyt vzdialený cca 500 m od vnútorného okraja bradlového pásma. Na základe tejto skutočnosti, ako aj vo svetle nových výskumov z pribradlového paleogénu východného Slovenska a z oblasti medzi Považskou Bystricou a Žilinou (porov. O. Samuel, K. Borza, E. Köhler 1972) bude treba prehodnotiť tektonickú príslušnosť a stratigrafickú pozíciu niektorých sedimentov vyvinutých bezprostredne po severnej strane celého západného úseku bradlového pásma.

| Zoznam druhov | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Rhabdammina discreta* Brady 1881 | — | — | + | + | + | — |
| *Hyperammina nodata* Grzybowski 1896 | — | — | — | + | + | — |
| *Reophax elongata* Grzybowski 1897 | — | — | + | + | — | — |
| *Hormosina ovulum* (Grzybowski 1896) | + | — | — | — | — | — |
| *Ammodiscus polygyrus* (Reuss 1836) | — | — | + | + | + | — |
| *Glomospira charoides* (Jon. et Par. 1860) | — | — | + | + | + | — |
| *Glomospira gordialis* (Jon. et Par. 1860) | — | — | — | — | + | — |
| *Glomospira irregularis* (Grzybowski 1897) | — | — | — | — | + | — |
| *Trochamminoides subcoronatus* (Grzybowski 1896) | — | — | — | + | + | — |
| *Recurvoides nucleolus* (Grzybowski 1897) | — | — | — | + | + | — |
| *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski 1897) | — | — | — | + | — | — |
| *Cyclammina amplectens* Grzybowski 1897 | — | — | — | + | + | — |
| *Dorothia dalmatica* (Schubert 1914) | — | — | + | + | — | — |
| *Karreriella bradyi* (Cushman 1911) | — | — | + | + | — | — |
| *Tritaxia alpina* (Cushman 1936) | — | — | — | + | — | — |
| *Lagena striata* (Orbigny 1839) | — | — | — | + | — | — |
| *Bolivina* aff. *antegressa* Subbotina 1953 | — | — | + | + | — | — |
| *Cassidulina subglobosa* Brady 1881 | — | — | + | + | — | — |
| *Pullenia compressiuscula quadriloba* Reuss 1867 | — | — | — | + | — | — |
| *Dentalina* div. sp. | — | — | — | — | — | + |
| *Nodosaria* div. sp. | — | — | — | — | — | + |
| *Pleurostomella alternans* Schwager 1866 | — | — | — | + | — | — |
| *Nodosarella indiscreta* (Liebus 1922) | — | — | — | + | — | — |
| *Glandulina* sp. | — | — | — | — | — | + |
| *Gyroidina girardana* (Reuss 1851) | — | — | + | + | — | — |
| *Gyroidina octocamerata* Cushman et Hanna 1927 | — | — | + | + | — | — |

* Ako euxinické sedimenty sa pôvodne označovali čierne, tmavé bridlice, resp. vápence, často s obsahom pyritu alebo i fosfátu, ktoré vznikli v stagnujúcom sedimentačnom priestore. Klasickým príkladom sú uloženiny v anaerobnom prostredí Čierneho mora. Tento termín bol však preokupovaný na pomery sedimentácie brakického prostredia a v tomto zmysle sa vo väčšine prípadov používa aj v literatúre. V karpatskej literatúre o flyši sa pojem euxenická sedimentácia chápe v zmysle pôvodnej definície.

Obr. 3
Fylogenetický rad *Turborotalia (A.) crassata densa* (Cushman, 1925) → *Globorotalia lensiformis lensiformis* Subbotina → *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Eponides subumbonatus* Mjatliuk 1953 | – | – | + | + | – | – |
| *Eponides praemegastomus* Mjatliuk 1953 | + | – | – | – | – | – |
| *Nuttallides truempyi* (Nuttall 1930) | – | – | + | + | – | – |
| *Osangularia mexicana* (Cole 1927) | – | – | + | + | – | – |
| *Cibicides perlucidus* Nuttall 1932 | – | – | + | + | – | – |
| *Cibicides pseudoungerianus* (Cushman 1922) | – | – | – | + | – | – |
| *Heterolepa grimsdalei* (Nuttall 1930) | – | – | + | + | – | – |
| *Anomalina (A.) affinis* Hantken 1875 | – | – | + | + | – | – |
| *Anomalina (A.) granosa* Hantken 1875 | – | – | + | + | – | – |
| *Anomalina (A.) danica* Brotzen 1940 | + | – | – | – | – | – |
| *Anomalina (A.) velascoensis* Cushman 1925 | + | – | – | – | – | – |
| *Globigerina* aff. *bolivariana* Petters 1954 | – | – | – | + | – | – |
| *Globigerina boweri* Bolli 1957 | – | – | + | + | – | – |
| *Globigerina eocaena* Gümbel 1868 | – | + | + | + | – | – |
| *Globigerina frontosa* Subbotina 1953 | – | – | + | + | – | – |
| *Globigerina hagni* Gohrbandt 1967 | – | – | + | + | – | – |
| *Globigerina linaperta* Finlay 1939 | – | + | + | + | – | – |
| *Globigerina senni* (Beckmann 1953) | – | – | + | + | – | – |
| *Globigerinita dissimilis* (Cush. et Ber. 1937) | – | – | + | + | – | – |
| *Globigerapsis index* (Finlay 1939) | – | – | + | + | – | – |
| *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeb. et Tapp. 1957 | – | – | + | + | – | – |
| *Globigerapsis subconglobatus* (Chalinov 1958) | – | – | – | + | – | – |
| *Globanomalina wilcoxensis* (Cush. et Pon. 1932) | – | – | + | + | – | – |
| *Globanomalina wilcoxensis globulosa* (Gohrbandt 1967) | – | – | + | – | – | – |
| *Globorotalia lensiformis lensiformis* Subbotina 1953 | – | – | + | + | – | – |
| *Globorotalia lensiformis carpathica* nov. ssp. | – | – | + | + | – | – |
| *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner 1937 | – | + | + | – | – | – |
| *Globorotalia pseudospinulosa* Samuel 1972 | – | – | + | – | – | – |
| *Globorotalia* sp. | – | – | + | – | – | – |
| *Turborotalia (A.) broedermanni* (Cushman et Bermúdez 1949) | – | – | + | – | – | – |
| *Turborotalia (A.) convexa* (Subbotina 1953) | – | + | – | – | – | – |
| *Turborotalia (A.) crassata crassata* (Cushman 1925) | – | + | + | + | – | – |
| *Turborotalia (A.) crassata densa* (Cush. 1925) | – | + | + | + | – | – |
| *Turborotalia (A.) mattseensis* (Gohrbandt 1967) | – | + | + | – | – | – |
| *Turborotalia (A.) mckannai* (White 1928) | – | – | + | + | – | – |
| *Turborotalia (A.) vicespinuloinflata* Samuel 1972 | – | + | + | + | – | – |
| *Turborotalia (A.) warsteinsensis* (Gohrb. 1967) | – | + | + | – | – | – |
| *Truncorotaloides topilensis* (Cushman 1925) | – | – | + | + | – | – |
| *Globorotaloides suteri* Bolli 1957 | – | + | + | + | – | – |
| *Hantkenina alabamensis* Cushman 1925 | – | – | – | + | – | – |
| *Globotruncana* ex. gr. *contusa* (Cushman 1926) | + | – | – | – | – | – |
| *Globotruncana falsostuarti* Sigal 1952 | + | – | – | – | – | – |
| *Globotruncana linneiana obliqua* Herm 1965 | + | – | – | – | – | – |
| *Globotruncana rugosa* Marie 1941 | + | – | – | – | – | – |
| *Globotruncana stuarti* (Lapparent 1918) | + | – | – | – | – | – |
| *Globotruncana thalmanni flexuosa* van der Sluis 1950 | + | – | – | – | – | – |

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Globotruncana tricarinata* (Quereau 1893) | + | – | – | – | – | – |
| *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg 1840) | + | – | – | – | – | – |
| *Heterohelix ultimatumida* (White 1929) | + | – | – | – | – | – |
| *Heterohelix tessera* (Reuss 1854) | + | – | – | – | – | – |
| *Pseudotextularia nuttalli* (Woorwijk 1937) | + | – | – | – | – | – |
| *Gublerina glaessneri* Brönnimann et Brown 1953 | + | – | – | – | – | – |
| *Rotalia lithothamnica* Uhlig 1886 | – | – | + | + | – | – |
| *Rotalia jabacoensis* Cushman et Bermúdez 1947 | – | – | + | – | – | – |
| *Rotalia capdevilensis* Cushman et Bermúdez 1947 | – | – | + | – | – | – |
| *Ostracoda* div. sp. | – | – | – | – | – | + |

Vysvetlivky:

1 — olistolit červených slieňov púchovského (gbelianského) typu, spodný maastricht; 2 — tmavosivé sliene (Myjava tehelňa S/69) spodný lutét = spodná časť karpatskej zóny *Turborotalia* (*A.*) *crassata densa*; 3 — červené sliene (Myjava tehelňa S/68), spodný lutét, vrchná časť zóny *Turborotalia* (*A.*) *crassata densa* (= Bolliho zóne *Globigerapsis kugleri*); 4 — červené vápnité ílovce (Myjava tehelňa A — vrchol odkryvu, S/68), spodný lutét, vrchná časť zóny *Turborotalia* (*A.*) *crassata densa* (= Bolliho zóne *Globigerapsis kugleri*); 5 — zelené ílovce (Myjava tehelňa D — S/68), vrchný lutét; 6 — menilitové bridlice (Myjava tehelňa S/68, spodný priabón).

Explanations to Tabelle 2:
1 — olistolite of red marls of the Púchov (Gbelany) type, Lower Maastrichtian; 2 — dark-grey marls (the Myjava brick-klin S/69), Lower Lutetian = the lower part of the Carpathian zone *Turborotalia* (*A.*) *crassata densa;* 3 — red marls (the Myjava brick-klin S/68), Lower Lutetian, the upper part of the zone *Turborotalia* (*A.*) *crassata densa* (= the Bolli's zone *Globigerapsis kugleri*); 4 — red calcareous claystones (the Myjava brick-kiln, A — the top part of the exposure, S/68, Lower Lutetian, the upper part of the zone *Turborotalia* (*A.*) *crassata densa* (= the Bolli's zone *Globigerapsis kugleri*); 5 — green clay — stones (the Myjava brick-kiln, D—S/68, upper Lutetian; 6 — Menilite shales (the Myjava brick-kiln S/68, Lower Priabonian).

Do tlače odporučil A. Began

## LITERATÚRA

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia Československých Karpát, III. — Slov. Akad. Vied. s. 1—304. Bratislava.

ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. 1973: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. — Guide to Excursion E. X. Congress of Carpathian-Balkan geological Association, s. 1—78. Bratislava.

BERGGREN, W. A. 1966: Problemy taxonomii i filogenetičeskich otnošenij nekotorych tretičnych planktonnych foraminifer. — Voprosy mikropaleontologii 10, tab. 1—4, s. 309—332. Moskva.

BOLLI, H. M. 1957: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B. W. I. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215, obr. 27—28, tab. 35—39, s. 155—172. Waschington.

BOLLI, H. M.—LOEBLICH, A. R.—TAPPAN, H. 1957: Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215, obr. 1—9, tab. 1—11, s. 3—50. Washington.

EL-NAGGAR, Z. 1969: New suggestions for the division and correlation of Paleocene strata by the use of planktonic foraminifera. — Proceedings of the first. Infer. conference on planktonic mikrofossils — Geneva, s. 182—201. Leiden.

ELLIS, E.—MESSINA, A. 1940—1963: Catalogue of Foraminifera. — Spec. Publ. Amer. Nac. Mus. New York.

GOHRBANDT, K. H. A. 1967: Some new planktonic foraminiferal species from the Austrian Eocene. — Micropaleontology 13/3, s. 319—326. New York.

HAGN, H.—LINDENBERG, H. G. 1966: Reviziya Globigerina (Subbotina) eocaena Gümbel iz Eocena predgornij Bavarskikch Alp. — Voprosi ikropaleontologii 10, tab. 1, s. 342—358. Moskva.

HORNIBROOK, N. — DE, B. 1958: New Zealand Upper Cretaceous and Tertiary foraminiferal zones and some overseas correlations. — Micropaleontology, 4/1, tab. 1—2. s. 25—38, New York.

KSIĄŻKIEWICZ, M. 1963: Evolution structurale des Carpathes Polonaises. — Livre à la mémoire du prof. Paull Fallot. Soc. géol. de France 2. Paris.

LEŠKO, B. 1960a: Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch. — Geol. práce, Správy 17, s. 29—50. Bratislava.

LEŠKO, B. 1960b: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. — Geol. zbor., 11/1, s. 95—103. Bratislava.

LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. — Geol. práce, Správy 20, s. 139—150. Bratislava.

LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. — Slov. Akad. Vied, tab. 1—11, s. 1—245. Bratislava.

SALAJ, J. 1962: Mikrobiostratigrafia danu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny. — Geol. práce, Spráy 24, s. 199—204. Bratislava.

SAMUEL, O. 1972a: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. — Geol. práce, Správy 59, s. 285—298. Bratislava.

SAMUEL, O. 1972b: Phylogenesis of Paleogene planktonic Foraminifera. Zbor. geol. vied, Západné Karpaty 18, tab. 1—19, s. 223—240. Bratislava.

SAMUEL, O. 1972c: New species of planktonic foraminifers from the Paleogene of the West Carpathians in Slovakia (Czechoslovakia). Zbor. geol. vied, Západné Karpaty 7, tab. 58—59, s. 217—221. Bratislava.

SAMUEL, O. 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orografických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v priľahlej časti Maďarského stredohoria. — Geol. práce, Správy 60, s. 55—83. Bratislava.

SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and Litostratigraphie of the Paleogene and adject Cretaceous of West — Karpathian, tab. 1—180, s. 1 až 246. Bratislava.

SAMUEL, O.—SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. ústav D. Štúra, tab. 1—31, s. 1—232. Bratislava.

SUBBOTINA, N. N. 1953: Globigerinidy, Hantkenidy i Globorotaliidy. — Iskopajemije foram. SSSR, Tr. VNIGRI, u. s. 76, s. 1—296. Moskva.

SUBBOTINA, N. N. 1960: Pelagičeskije foraminifery paleogenovich otloženij juga SSSR. — In Paleog. otloženija evropejskoj časti SSSR, s. 24—36. INA. Moskva.

WHITE, M. P. 1928, 1929: Some index Foraminifera of the Tampico Embayment area of Mexico. — Jour. Paleont., 2, tab. 27—29 a 38—42, s. 177—215., tamtiež 3, tab. 4—5, s. 30—58. Tulsa.

O. SAMUEL

## THE MENILITE SHALES IN THE MYJAVA FACIES

Summary of the Slovak text

The Menilite facies in the Carpathian Paleogene geosyncline is widely distributed either in the form of Menilite beds or Menilite shales. Formerly the Menilite shales were regarded as a typical facies of the Outer — Krosno Flysch zone. Later investigations showed that Menilite shales developed also in the inner tectonic unit of Magura, in the periklippen (Inovec and Považie — Hanušovce zone) Paleogene and in Central-Carpathian Paleogene depressions. While in the outer Flysch zone the Menilite shales form a several tens m to 300 m thick bed sequence, in the Magura zone they are only a part of the Malcov beds and their thickness does not surpass several meters. In the periklippen and Central-Carpathian Paleogene they are only rudimentary. Their stratigraphical position within the entire Carpathian Paleogene geosyncline is not equal; it is diachronic all over the Upper Eocene to Lower Oligocene (cf. O. Samuel 1973). A detailed lithological-facies description of the Slovak part of the Western Carpathians is included in works by B. Leško (1960), D. Andrusov (1965), B. Leško et O. Samuel (1968).

Recently, the Menilite shales were also found in the Myjava facies, about 500 m far from the inner side of the Klippen Belt. Here the Menilite shales were exposed in the Myjava brick-kiln. Because of paleogeographical significance of the find, the whole bed sequence in the brick-kiln was microbiostratigraphically investigated. In its southwestern part is finerhythmical flysch with darkgrey and calcareous claystones predominant. The position of the entire sequence is reversed, with the dip of 50—75° southwestwards. As for microfauna, it is poor. According to sporadic occurrences of planktonic foraminifers its upper part extends to the lowermost Lutetian (cf. Illustr. Nr. 2, sample 2 S(69) In the stratigraphic overlier are red marls and marly claystones with Upper Senonian olistolites (the Púchov — Gbely marls; Illustr. 2, sample 1. ). Stratigraphically the red marls correspond to the upper part of the Lower Lutetian (Illustr. 2, samples 3, 5/68, sample 4, 5/68) and gradually pass into green marls corresponding to the Upper Lutetian (Illustr. 2, sample 5, 5/68).

The above mentioned sequence is overlain by a 1,5—2 m thick, almost perpendicular layer of slightly calcareous to non-calcareous, quartzose and laminated menilite shales. The layer is connected with an about 1 m thick, perpendicular conglomerate layer. On the contact of the Menilite shales with the conglomerates, the layer is intercalated by gypsum. In this part of shales of the Menilite lithotype recorded was an assemblage of ostracods (smooth-walled forms) analogous with that found in its immediate basement. The only difference is in the presence of recrystallized forms of the genus *Dentalina*, *Nodosaria* and *Glandulina* in addition to ostracods.

The Menilite shales proper are fossilless or contain only rare pyritized cores of globigerines. According to their ranged superposition they are in the Lower Priabonian.

The investigations show that the Menilite facies is most extensive in the Paleogene Flysch of the Carpathians. Its stratigraphical position shifts from the south or southwest toward north or northeast within the Upper Eocene and Lower Oligocene.

## Paleontological description

Red marls in the above mentioned profile contain a very rich foraminiferal association corresponding to H. M. Bolli's (1957) zone *Globigerapsis kugleri* (= the upper part of the Carpathian zone *Turborotalia* (A.) *crassata densa*). Besides species (cf. Tab. 2) from the Slovak West Carpathians detaily described in a monography by O. Samuel et J. Salaj (1968), there are also forms described by K.H.A. Gohrbandt (1967) from Austria. The species *Turborotalia (A.) mathseensis* (Gohrbandt), *T. (A.) wartsteinensis* (Gohrbandt) and *Globanomalina wilcoxensis globolosa* Gohrbandt occur in the West Carpathians as well as in the Bolli's zone *Globigerapsis kugleri*, i.e. within the entire Lower Lutetian.

**Globorotalia lensiformis Subbotina 1953 emended**
**Globorotalia lensiformis lensiformis Subbotina 1953**
Pl. XXXV, Fig. 5a—c

1953 *Globoratalia lensiformis* Subbotina sp. n.: Globigerinidy etc. p. 214—215, tab. 18, fig. 4a, b, v — 5a, b, v.
1968 *Globorotalia lensiformis* Subbotina — O. Samuel et. J. Salaj: Microbiostratigraphy and Foraminifera etc., p. 150, tab. 12, fig. 1a—c.

Remark: Carpathian forms agree with the original description of the holotype. N. N. Subbotina (1953) described and depicted a holotype with 4 chambers the last of which occupies almost 1/3 of the test diameter. Another characteristic feature is a small and deep umbilicus; in the axial periphery the chambers are angular, provided with a small, jagged keel. Detail examination of the basical type of structure of the species *Turborotalia (A.) crassata densa* (Cushman, 1925) and *Globorotalia lensiformis* Subbotina (1953; the size of test, number of whorls, shape and size of individual chambers, wall structure, form and position of aperture), shows that their features are practically the same varied is only the axial periphery of chambers: it is either subangular [*Turborotalia (A.) crassata densa*] or angular (intermediary forms). In final stage a fine keel developed. It is characteristic of the species *Globorotalia lensiformis*. Between the two forms are many intermediary forms (cf. O. Samuel 1972, pl. 8).

Consequently, *Globorotalia lensiformis* could not appear before its ancestral form *T. (A.) crassata densa*, whose first appearance was recorded in the lowermost part of the Middle Eocene by most authors. The forms with four, five or six chambers described from the Lower Eocene as *Globorotalia lensiformis* Subbotina are only morphological analogues of the Middle Eocene species *Globorotalia lensiformis*. Their phylogenetic lineation is most likely in the morphologic spectrum of the species *Globorotalia rex* Martin 1947, or *Globorotalia aragonensis* Nuttall 1930. Interestingly in a work on phylogenetic evolution of „*truncorotaloid*" globorotalies by N. N. Subbotina (1960), under the form *Truncorotalia lensiformis* (p. 33, fig. 2) depicted is a 6 chamber form from the Lower Eocene. It looks as if conspecific with the species *Globorotalia aragonensis* Nuttall.

**Globorotalia lensiformis carpatica nov. ssp.**
Pl. XXXVI, fig. 1a–c, 2a–c

Holotypus: The specimen figured in Pl. 36, fig. 2a–c, deposited D. Štúr Institute of Geology, Bratislava (CSSR).
Locus typicus: Myjava, (brick-kiln), the Myjavská pahorkatina uplands (West Carpathians, Slovakia).
Stratum typicum: Lower Lutetian — the Upper part of the *Turborotalia (A.) crassata densa* Zone (= *Globigerapsis kugleri* Zone, sensu H. M. Bolli, 1957).
Derivatio nominis: After the Carpathians (mountains).
Material: About 20 forms.
Diagnosis: Calcareous, perforated test. 2 1/2 whorls with four chambers in the last. Dorsal side — flat; ventral — convex. Aperture is on the base of the last chamber.
Description: The test is loose, planoconvex, low trochospiral. The equatorial section is subcircular, periphery — lobate. The axial margin is angular, with a distinct jagged keel. 2–2 1/2 whorls. In the last whorl are most frequently 4 chambers, rarely 4 1/2. The last chamber may sometimes occupy even 1/3 of the test diameter. Umbilicus is broad, deep. Dorsal sutures are curved, the ventral — straight, deep. Wall is calcareous, coarse, umbilical, shoulders are strongly hispid. The aperture is at the base of the last chamber, extraumbilical, and covered with a thin apertural lip.
Remark: The subspecies developed from the species *Globorotalia lensiformis lensiformis* Subbotina 1953, from which it differs in a broad umbilicus and strongly hispid umbilical shoulder. *Gr. lensiformis carpatica* nov. ssp. is a "final" evolutionary form of the phylogenetic lineation *Turborotalia (A.) crassata densa* → *Globorotalia lensiformis* → → *Gr. lensiformis carpatica.*

Morphologically similar form is the subspecies *Globorotalia aragonensis crater* Finlay 1939, emend. Hornibrook 1958. The species appears more or less synchrononsly with its ancestral form *Globorotalia aragonensis aragonensis* Nuttall 1930, whose test structure (planoconvex test, number of whorls, number of chambers in the last whorl and the structure of wall (is practically the same, except the width of umbilicus and umbilical shoulders). From *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp. it differs in more chambers, more distinct ornamentation of umbilical shoulders, slowly enlarging chambers in the last whorl, and in its stratigraphical position.

Another morphologically similar form is *Globorotalia parva* Rey 1955. In basical features the form preserves „structural plan" of the species *Globorotalia angulata* (White 1928) with which it is most likely in phylogenetic connection. From our subspecies *Gr. lensiformis carpatica* n. ssp. it differs — besides some morphological features — in its stratigraphical position and phylogenetic lineation.

Another form with a broad, open umbilicus and strongly hispid umbilical shoulders is *Globorotalia velascoensis* (Cushman 1925). *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp. differs from the species mentioned in less chambers, a smaller umbilicus and in its stratigraphical position. So far it is not clear whether *Globorotalia aragonensis caucasica* Glaessner 1937 is a younger synonym of *Gr. velascoensis* (Cushman 1925) or a descendant form of the species *Globorotalia formosa formosa* Bolli 1957, since in the last period some authors quote it as an independent taxonomic unit from the Lower Eocene.

Stratigraphical range: In the material from the Myjava brick-kiln, it is most frequent in the top part of the Carpathian zone *Turborotalia (A.) crassata densa* (= = Bolli's zone *Globigerapsis kugleri*) and in the lower part of the zone *Truncorotaloides rohri*. In the type sample it is present with the species *Globigerina boweri* Bolli, *Gl.*

*hagni* Gohrbandt, *Gl. eocaena* Gümbel, *Gl. senni* (Beckmann), *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeblich et Tappan, *G. index* (Finlay), *Globorotalia lensiformis lensiformis* Subbotina, *Turborotalia (A.) crassata densa* (Cushman), *T. (A.) mathseensis* Gohrbandt, *T. (A.) wartsteinensis* (Gohrbandt), *Globanomalina* (Cushman et Ponton), *G. vilcoxensis globulosa* Gohrbandt, etc.

**Turborotalia (A.) mathseensis (Gohrbandt 1967)**
Pl. XXXV, Fig. 3a—c

1967 *Globorotalia mathseensis* Gohrbandt, new. species: Some new planktonic foraminifera etc., p. 323, tab. 1. fig. 25—30.

Remark: Carpathian forms are in accordance with the description and depiction of the holotype recorded from the lower part of the Middle Eocene (= the zone *Hantkenina aragonensis*). According to K. H. A. Gohrbandt (1. c.) it passes up to the Bolli's zone *Globigerapsis kugleri*. Its stratigraphical position is the same in the West Carpathians.

**Turborotalia (A.) wartsteinensis (Gohrbandt 1967)**
Pl. XXXV Fig. 2a—c

1967 *Globorotalia wartsteinensis* Gohrbandt, new. species: Some new planktonic foraminifera etc., p. 322—323, tab. 1, fig. 18—24.

Remark: K. H. A. Gohrbandt (1. c.) described the species from the Helveticum of Austria. The author's investigations showed a tvo narrow time diapason of *Globorotalia wartsteinensis*. It might be placed between the zones *Globorotalia palmerae* and *Hantkenina aragonensis*. In the West Carpathians the forms were also found in an association (cf. Illustr. 2, sample 3) correlable with the Bolli's zone *Globigerapsis kugleri*.

**Globanomalina wilcoxensis globulosa Gehrbandt 1967**
Pl. XXXIV Fig. 5a—b

1967 *Globanomalina wilcoxensis globulosa* Gohrbandt, new species: Some new planktonic Foraminifera etc., p. 321—322, tab. 1, fig. 16—17.

Remark: In the material examined the species is rather rare. So far it has only been found in associations corresponding to the Bolli's zone *Globigerapsis kugleri*. As for morphology, it is in accordance with the description and depiction by K. H. A. Gohrbandt (1. c.) from an association correlable with the Bolli's zone *Hantkenina aragonensis*.

Explanations to the text-figures 1 — 3:

Fig. 1
Geographic position of the area studied, and schematic lithological-facies profile.
1 — conglomerates; 2 — Menilite shales; 3 — green (globigerinous) marls; 4 — variegated, predominantly red marls and calcareous claystones; 5 — olistolites from the Upper Senonian Púchov (Gbelany) marls of the Klippen Belt; 6 — finerhythmical flysch; 7 — the Magura tectonic unit; 8 — the Klippen Belt; 9 — the Brezová — Gosau (Coniacian — Maastrichtian) and the Myjava (Paleocene — Upper Eocene) facies; 10 — 1.—6. stratigraphic position of samples included in the text — p. 121.
Fig. 2
Phylogenetic lineation of the species *Globorotalia velascoensis* (Cushman, 1925), *Globorotalia aragonensis crater* Finlay, 1939, emend. Hornibrook, 1958 and *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp.

1 — *Turborotalia (A.) crassata densa* (Cushman 1925), Nr. 10715, a form with subglobose chamber periphery; 2 — *T. (A.) crassata densa* (Cushman 1925), Nr. 10667, a form with subglobose chamber periphery; 3 — an intermediary form between *T. (A.) crassata densa* (Cushman, 1925) and *Globoratalia lensiformis lensiformis* Subbotina, 1953, a form with angular chamber periphery, and with a very fine keel, Nr. 10604; 4 — *Globorotalia lensiformis lensiformis* Subbotina, 1953, Nr. 10609, a form with angular chamber periphery and a well-developed keel; 5 — *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp., Nr. 10711.

All the forms depicted are recorded from the red marls of the Myjava brick-kiln; cf. Fig. 2, sample 3 (5)68.

Fig. 3

Phylogenetic lineation *Turborotalia (A.) crassata densa* (Cushman, 1925) → *Globorotalia lensiformis lensiformis* Subbotina → *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp.

Translated by E. Jassingerová

## Vysvetlivky k tabuľkám XXXIII—XXXVI
## Explanations of plates XXXIII—XXXVI

### Tab. XXXIII

1a—c *Globigerina hagni* Gohrbandt 1967; No 10441
2a—c *Globigerina eocaena* Gümbel 1868; emend. Hagn et Lindenberg 1966; No 10426
3a—c *Globigerina boweri* Bolli 1957; No 10439

### Tab. XXXIV

1a—c *Globigerina linaperta* Finlay 1939; No 10458
2a—b *Globigerapsis kugleri* Bolli, Loeblich et Tappan 1957; No 10547
3a—b *Globigerapsis subconglobatus* Chalilov 1958; No 10545
4a—b *Globanomalina wilcoxensis* Cushman et Ponton 1932; No 10532
5a—b *Globanomalina wilcoxensis globulosa* Gohrbandt 1967; No 10529
6a—c *Truncorotaloides topilensis* (Cushman 1925); No 10688
7a—c *Turborotalia (Acarinina) vicespinuloinflata* Samuel 1972; No 10713
8 *Hantkenina alabamensis* Cushman, 1924; No 10696

### Tab. XXXV

1a—c *Turborotalia (Acarinina) mckannai* (White 1928); No 10660
2a—c *Turborotalia (Acarinina) wartsteinensis* (Gohrbandt 1967); No 10715
3a—c *Turborotalia (Acarinina) mathseensis* (Gohrbandt 1967); No 10655
4a—c *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* (Cushman 1925); No 10666
5a—c *Globorotalia lensiformis lensiformis* Subbotina 1953; No 10609

### Tab. XXXVI

1a—c *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp.; No 10711 (paratype)
2a—c *Globorotalia lensiformis carpatica* nov. ssp.; No 10712 (holotype)
3a—c *Globorotalia* sp.; No 10600

Všetky druhy na tab. XXXIII—XXXVI pochádzajú z myjavského vývinu považsko-hanušovského sedimentárneho pásma; lokalita: Myjava — tehelňa, červené sliene. Spodný lutét; vrchná časť zóny *Turborotalia (A.) crassata densa* (= Bolliho zóne *Globigerapsis kugleri*).

All the species in Plate XXXIII—XXXVI are recorded from the Myjava facies of the Považie — Hanušovce sedimentary zone; locality: Myjava — the brick-kiln, red marls. Lower Lutetian; upper part of the zone *Turborotalia (A.) crassata densa* (= the Bolli's zone *Globigerapsis kugleri*).

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 131—139 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

DIONÝZ VASS — JÁN SLÁVIK

# THE RADIOMETRIC CALIBRATION OF PARATETHYS NEOGENE

(1 text-figure, Slovak summary)

Abstract. The recent state of radiometric datation of Paratethys Neogene is presented. There are 28 radiometric data supported by biostratigraphic evidences from 8 my (Pannonian) up to 30,5 m. y. (Early Egerian, a new Oligo-Miocene stage). Majority of the data come from Central Europe.

The present state of the radiometric calibration of the Paratethys, mainly Central Paratethys, Neogene enables us to summarize the basic information on the principal stratigraphic units. They are listed on the table 1. There are already 28 age determinations from different Paratethydian stages.

Age No 1: 30,5 my, Early Egerian, Hungary, dated on glauconite by Odin et al. (1970)*

Age No 2: 25 my, Eggenburgian, Austria. It is a relatively ancient datation (Everden et al. 1961) made on glauconite. The author of the datation himself doubts about its reliability (Everden and Everden 1970)*.

Age No 3: 23 my, Early Ottnangian, Slovakia, dated on rhyolite tuff.

Age No 4: 21,7 $\pm$ 1,7 my, Karpathian, Slovakia, dated on glassy tuff.

Ages No 5 and 6: 18,5 $\pm$ 0,9 and 16,2 $\pm$ 0,7 my, Lower Badenian, Slovakia, andesite necks.

Ages No 16 and 17: 13,6 $\pm$ 2,1 my, 13,6 $\pm$ 0,3 my, Lower Sarmatian, Slovakia andesite and rhyolite tuffs

(Ages No 3, 4, 5, 6, 16, 17 published by Vass et al. 1970—1971).

Ages No 10 and 11: 16 $\pm$ 2 my, 16 $\pm$ 0,8 my, Upper Badenian, Slovakia, rhyolite tuff and andesite.

* It seems the dating revision of the glauconite from Eger (Odin and Hunziker 1975) was not succesful. The new ages: 20,8 m. y. and 19,6 m. y. are younger than the radiometric age of the Oligocene — Miocene boundary. The biostratigraphic position of of Egerian glaukonite is done by *Miogypsina septentrionalis* and it corresponds to late Oligocene.

The datings by the same authors made on Eggenburgian glauconite from Rumania (Cristotel, Briglez): 17,6 17,5, 16,3 m.y. also seem to be very young.

RNDr. D. Vass, CSc. — † Ing. J. Slávik, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

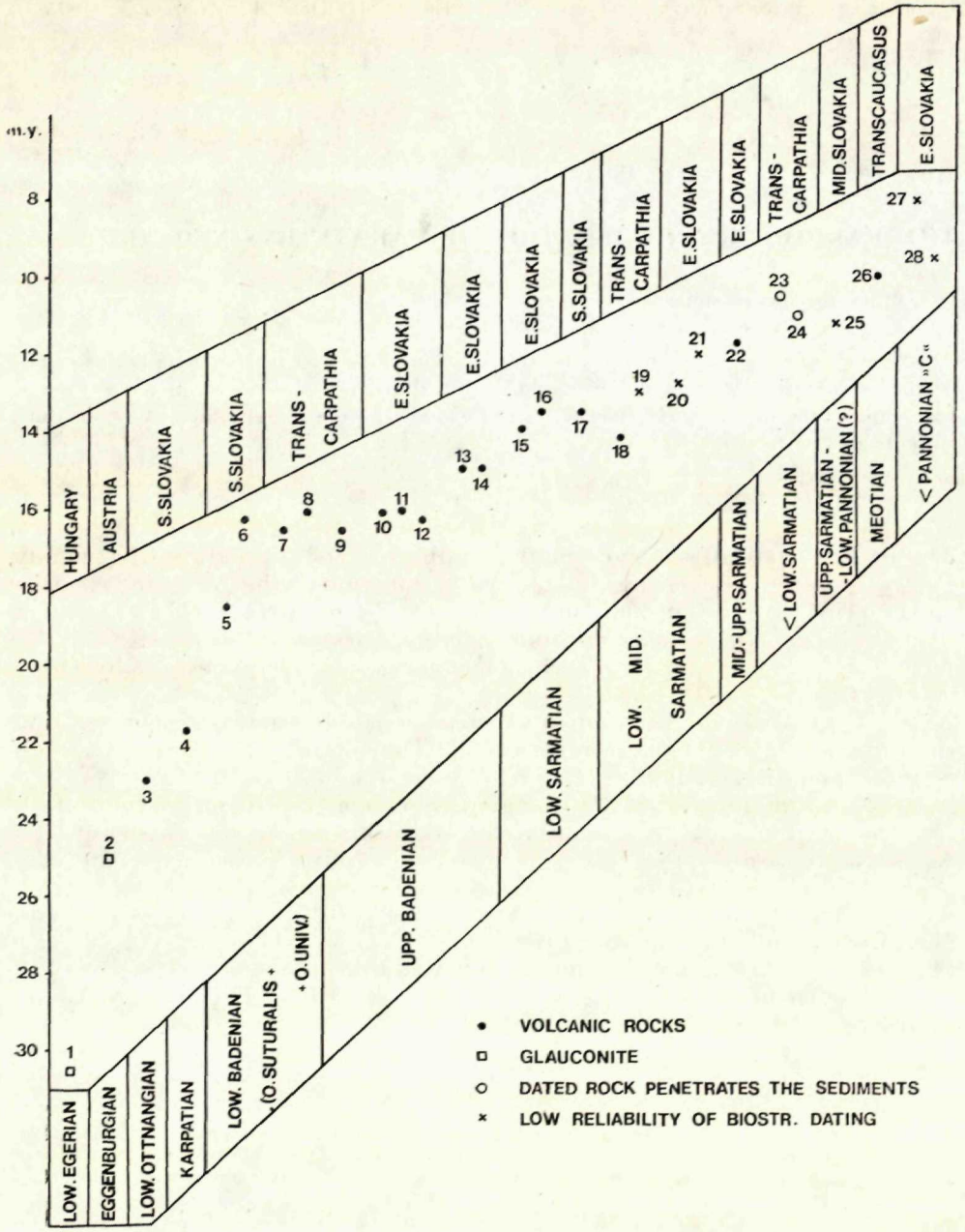

m.y.
8
10
12
14
16
18
20
22
24
26
28
30
HUNGARY
AUSTRIA
S.SLOVAKIA
S.SLOVAKIA
TRANS-CARPATHIA
E.SLOVAKIA
E.SLOVAKIA
E.SLOVAKIA
S.SLOVAKIA
TRANS-CARPATHIA
E.SLOVAKIA
E.SLOVAKIA
TRANS-CARPATHIA
MID.SLOVAKIA
TRANSCAUCASUS
E.SLOVAKIA
LOW.EGERIAN
EGGENBURGIAN
LOW.OTTNANGIAN
KARPATIAN
LOW. BADENIAN
(O.SUTURALIS + O.UNIV.)
UPP. BADENIAN
LOW. SARMATIAN
LOW. MID. SARMATIAN
MID.-UPP.SARMATIAN
< LOW.SARMATIAN
UPP.SARMATIAN - LOW.PANNONIAN (?)
MEOTIAN
< PANNONIAN „C"
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
VOLCANIC ROCKS
GLAUCONITE
DATED ROCK PENETRATES THE SEDIMENTS
LOW RELIABILITY OF BIOSTR. DATING

Fig. 1

Ages No 13 and 14: 15 ± 2 my, 15 ± 0,3 my, uppermost part of Upper Badenian, Slovakia, rhyolite and rhyolite tuff.
Age No 15: 14 ± 1 my, Lower Sarmatian (dated andesite subjacent to *Elphidium reginum* zone, probably corresponds to *Cibicides badenensis* zone), Slovakia.
Age No 21: 12 ± 0,5 my, Lower to Middle Sarmatian, Slovakia, perlitic rhyolite.
Age No 22: 11,75 ± 0,25 my, Middle to Upper Sarmatian, Slovakia, andesite.
(Ages No 10, 11, 13, 14, 15, 21, 22 published by Bagdasarjan et al. 1971).

The listed data permitted to establish the radiometric time scale of the Paratethys Neogene which was presented on the 5th Congress of the Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy in Lyon 1971 (Bagdasarjan and Vass). This scale may be supplemented by some data which either have not turned our attention, or their biostratigraphic correlation was not clear enough:
Ages 7 and 8: 16,5 ± 0,5 my and 16 ± 0,5 my, dated on rhyolite tuffs Novoselica low. tuff). Upper part of Lower Badenian with Orbulina universa from Transcarpathia (written communication by Mrs. Danilovich). It could be approximately the same horizon as this one dated to 18,5 and 16,2 my in Slovakia (ages No 5 and 6).
Age No 19: 13 ± 1 my, Lower to Middle Sarmatian, correlated on the basis of petrographic analogy with No 21 (ignimbrites and perlites of Lower-Middle Sarmatian volcanic activity in East Slovakia and Transcarpathia region).
Age No 23 and 24: 10 ± 0,5 my, 11 ± 1 my, the dated rocks — andesites-have penetrated sediments Lower Sarmatian in age, Transcarpathia.
Ages No 27 and 28: 8 ± 0,3 my, 9,5 ± 0,5 my, the dated rocks belong to upper volcanic complex of the Vihorlat — Popričny — Gutin Mts. His thermoremanent magnetisation has a reversal orientation (Orlický, Pagáč, Slávik 1970). The complex rests in the East Slovakia territory on the Pannonian (most likely on Pannonian C — Jiříček 1972).
(Ages No 7, 8, 9, 19, 24, 25, 27, 28 in Bagdasarjan and Danilovich 1968),
Age No 12: 16,2 ± 2 my, rhyolite, Upper Badenian, Slovakia (Con and Slávik 1971).
Age No 18: 14,2 ± 2 my, Lower-Middle Sarmatian (probably product of the same volcanic ignimbrito-perlitic activity as mentioned before, age No 19), Transcarpathia, dated by Affanasiev et al. 1963
Age No 20: 12,75 ± 0,75 my., Lower to Middle Sarmatian, ignimbrites correlated by petrographic analogy with No 21, Slovakia (Bagdasarjan et al. 1968).
Age No 26: 10 my, samples of volcanic rocks coming from the continental equivalents of the Meotian of Transcaucasus area (SW Georgia, Rubinstein and Gabunia 1972, p. 6).
Age No 25: 11,2 ± 0,3 my, rhyolite correlated by palynology to Upper Sarmatian-Lower Pannonian (Bagdasarjan et al. 1968).
The Neogene younger than Pannonian „C" was dated in the Euxino-Caspic, area, it means in the Eastern Paratethys. There for Upper Akchagylian — Lower Apsheronian the figures 3—3,2 my (Gabunia and Rubinstein 1968, p. 16) for Upper Pliocene the figures 1,0 0,30 my and 2,36 0,60 my

(Rubinstein et al. 1972, p. 14—16) were given. It seems these datations were made on volcanic rocks coming from continental sequences and their biostratigrafic position is supported by fossil mammals. Because of it we do not include them directly into our radiometric time-table (tabl. 1, 2) where the majority of the datations come from the marine sequences.

Tab. 2

Review of radiometric data on Paratethys Neogene (compiled by D. Vass and J. Slávik 1973)

| Stages | my (Soviet const.) | Localities | Number of data | my (W. constants) |
|---|---|---|---|---|
| younger than Pannonian „C" | 8,0—9,5 | Bolchaja Began,[2] Sinjak Hill[2] | 2 | 7,6—9,1 |
| Meotian | 10,0 | Region of Transcaucasus (SW Georgia) | 3 | 9,4 |
| Mid. Sarmatian Low. Pannonian (?) | 11,2 | Stará Kremnička[1] | 1 | 10,7 |
| younger than Low. Sarmatian | 10,5—11,0 | Vychovo[2], Velika Dobron[2] | 2 | 10,1—10,5 |
| Mid.-Upp. Sarmatian | 11,75 | Vinne[1] | 1 | 11,0 |
| Low.-Mid. Sarmatian | 12,0—14,5 | Muzijevo[2] Beregovo-Ardo Hill[2], Komárovce[1], Viničky[1] | 4 | 11,3—13,9 |
| Low. Sarmatian | 13,6—14,0 | Niž. Myšľa[1], Sazdice[1], Ruskov[1] | 3 | 13,1—13,5 |
| Upp. Badenian | 15,0—16,5 | Zamutov[1], Kráľovce[1], Zatín[1], Žipov[1], Buchtino[2], M. Bara[1] | 6 | 13,9—15,6 |
| Low. Badenian | 16,0—18,5 | Hrušov[1] (2×) Neresnica[2], Tuff of Novoselica[2] | 4 | 15,1—17,7 |
| Karpathian | 21,7 | Kleňany[1] | 1 | 20,7 |
| Ottnangian | 23,0 | Kalonda[1] | 1 | 21,9 |
| Eggenburgian | 26,0 | Bad Hall[3] | 1 | 25,0 |
| Egerian | 32,0 | Eger[4] | 1 | 30,5 |

[1]Slovakia, [2]Transcarpathia, [3]Austria, [4]Hungary

There exist further radiometrical datations from the Paratethys region, but unfortunately they are not reliable for the scale presented. Fishkin et al. (1967) give 11 data of 11,5 t 15,5 my for Sarmatian. Some data seem to be

reliable but the precision of biostratigraphy is missing in the paper. Also the exactness of the datations is rather low (ap to ±4,6 my for a datation of 14,3 my).*

Semenenko et al. (1963, p. 182, tab. 8, 1967, p. 183, tab. 5, 1969, p. 367, 369, tab. 10, 11) give many data from 6 up to 19 my. Some of them have to be Pliocene in age, but the paleontologic proofs of the biostratigraphic age are not presented. Among the radiometric data the datation of 6 my from Vyshkovo, Transcarpathia is interesting, but the datation about 13 my for the Pliocene (also for the Pliocene in the ancient sence, that means including the Pannonian) seen to be too old. Bagdasarjan and Danilovich (1968) give 19 data. Eight of them were included in scale presented, after a written communication by Mrs Danilovich dealing with fauna supporting their biostratigraphic age. Other datations published in the paper mentioned as well as many interesting datations, in majority made by Mr. Bagdasarjan (Jerevan), coming from Slovakia (Bagdasarjan et al. 1968, 1970, 1971, V. Konečný et al. 1969) and Transcarpathia (Mrs Mikhailova personal communication) are unreliable because of their unknown biostratigraphic position or because of a strong disconformity between the supposed biostratigraphic age and radiometric age. It is also the case of one datation coming from Lvov area, attributed to Lower Tortonian (Lower Badenian) of 35 my made on glauconite (Semenenko et al. 1963, p. 182, tab. 6) and another datation coming from Transcarpathia attributed to Middle Tortonian (Middle Badenian) of 20,5 my made on the rhyodacite tuff (Affanasiev et al. 1963, p. 8). Both datations seem very old.

Completing the list of unreliable data for our scale we join the relatively ancient datations of some Hungarian Miocene volcanic rocks (Ovchinikov et al., 1961, p. 231, 234, in which not only biostratigraphic data are missing, but also exactness of analyses is insufficient up to ±12 my).

On the table 2 there are the maximum and minimum radiometric data for the different stages of Paratethys Neogene.

Early Miocene: there is one datum only for each stage (Egerian, Eggenburgian, Ottnangian, Karpathian). Two of them are made on glauconite, one on glassy tuff. Some authors are sceptic to the radiometric data made on glauconite and volcanic glassy shards. The datum of Eggenburgian was rejected by its author (Everden and Everden 1970.) This is why we do not recommend to accentuate the figures given.

Beginning from Badenian the number of radiometric data increases. There are 4 data for Lower Badenian, 6 for Upper Badenian, 8 to 9 and 2 of second order for Sarmatian.

Only few data for the Upper Miocene are presented. The radiometric data and the biostratigraphic correlation of Pannonian are till nowadays the matter of discussion.

---

* In the Bojko's et al. (1970, p. 223—225) more recent paper is the precision of radiometric dating as well as the biostratigraphy of the tuffs from mine field of Beregovo — Kosino — Kvasovo (Transcarpathia UdSSR) and we may accept 9 further radiometric ages majority of which is between 12—14 m. y., mean value 13,4 m. y. concerning the Lower — Middle Sarmatian (sensu Seuss 1866).

Summarising we can say the radiometric data of Paratethydian Early and uppermost Miocene are insufficient (because of the limited number of data and certain unreliability). In the next future we can expect much inprovements and corrections in this part of time-scale. The Badenian and Sarmatian are radiometrically well fixed and the data seem to be reliable.

Correlating the time scale of Paratethys Neogene with the other time scales coming from the western countries, it is necessary to consider the fact, that the decay constants used for calculation of argon ages are different. The ages calculated using the Soviet Academy of Science decay constants are 4 to 6 % older in average than the same ages calculated by western decay constants (see table in the Fishkin et al. 1967 paper, Vass 1973, p. 264, fig. 4., Berggren and Van Couvering 1973 p. 147).

On the table 2 there are the maximum and minimum data for each stage expressed in two modes: The left side gives the ages calculated by soviet constants, the right side by western constants.

The correlation between the presented Lower Badenian radiometric data and the radiometric data of the first appearances of Orbulina can be made without difficulties (confirm Ikebe et al. 1972, Ikebe 1973, Page and McDougall 1970, Berggren 1972). Problems arise if the tendency of Berggren predominates. Berggren tries to make the Neogene very young. In his and Van Couvering's last report (1973) he has come back with Orbulina datum to 14 my. He ignores all radiometric data older than 14 my concerning *Orbulina datum,* for ex. 14,6 to 15 my stratigraphically above the *Orbulina universa* (Page and McDougall 1970) 17,7 and 15,6 my for *O. suturalis — O. universa* by recalculated data of Vass et al. 1971), he accepts only the youngest radiometric data from Japan (about 14 my but there are also the data about 16 my — Ikebe et al. 1972) etc.

The correlation of the Sarmatian and Pannonian radiometric ages with above mentioned western time-scales conducts to very improbable conclusions. The base of Sarmatian is projected at Lover Serravallian or at Langhian of Berggren, of Ikebe, of Page and McDougall radiometric time-scales. Then the Pannonian is a time equivalent of Tortonian of Italy.

By the way, Berggren and Van Couvering support the indicated radiometric correlation by some biostratigraphic evidences. They confirm the presence of *Globigerina druryi* and deny the presence of *G. nepenthes* in Upper Badenian.

They consider the *Hipparion remnants* from Pannonian as remnants of *Hipparion primigenium.*

Their ideas on discussed problem evoke some doubts.

In any case the paratethydian radiometric time-scale as well as the other Neogene radiometric time-scales need many improvements, especially they need new data supported by biostratigraphic evidences, to be a solid instrument of interregional correlation.

Reviewed by J. Seneš

## REFERENCES


AFFANASIEV, G. D. — BAGDASARJAN, G. P. — HARRIS, M. A. — CHAMRABAEV, I. CH. 1963: Materialy k obosnovaniu vozrasta rubežej meždu nekotorymi geologičeskimi sistemami i epochami. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 11, p. 7—31, Moskva.

BAGDASARJAN, G. P. — DANILOVICH, L. G. 1968: Novye dannye ob absoljutnom vozraste vulkaničeskich obrazovanij Zakarpatja. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 8, p. 15—23, Moskva.

BAGDASARJAN, G. P. — VASS D. 1971: Contribution à l' étude géochronologique du Miocène de la Paratethys centrale. 5 th Intern. Congress. CMNS Lyon 1971 (in press).

BAGDASARJAN, G. P. — KONEČNÝ, V. — VASS, D. 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. Geol. Práce, Správy 51, p. 47—69, Bratislava.

BAGDASARJAN, G. P. — SLÁVIK, J. — VASS, D. 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. Geol. Práce, Správy 55, p. 87—96, Bratislava.

BAGDASARJAN, G. P. — VASS, D. — KONEČNÝ, V. 1968: Results of Absolute Age Determination of Neogene Rocks in Central and Eastern Slovakia. Geol. zborník Geologica Carpath. 19, No. 2, p. 419—425, Bratislava.

BERGGREN, W. A. 1972: A Cenozoic time-scale — some implications for regional geology and paleobiography. Lethaia 5, p. 195—215, Oslo.

BERGGREN, W. A. — VAN COUVERING, J. 1973: Late Neogene chronostratigraphy, biostratigraphy, biochronology and paleoclimatology. Manuscript. Contr. No. 3152, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole.

BOJKO, A. K. — KRUGLOV, S. S. — KULJCHICKIJ, J. O. — MATKOVSKIJ, O. J. — MERLICH, B. V. — SPITKOVSKAJA, S. M. — FICHKIN, M. J. — TSONJ, O. B. — CHEDJEMOV, G. CH. 1970: Absoljutnaja geochronologia glavnejšich kompleksov Ukrainskich Karpat. Trudy 15 ses. Kom. opred. absol. vozrasta geol. form., Izd. Nauka, p. 202—226, Moskva.

EVERDEN, J. F. — CURTIS, G. H. — OBRADOVICH, J. — KISTLER, R. 1961: On the Evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium — argon method. Geochim. cosmochim. Acta 23, p. 78—99, London.

EVERDEN, J. F. — EVERDEN, L. K. S. 1970: The Cenozoic time scale. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 124, p. 71—90, New York.

FISHKIN, M. J. — CHEDJEMOV, G. CH. — TSONJ, O. V. — MAMCHUR, G. P. 1967: O vozrastnom sootnochenii ekstruzivno-effuzivnykh obrazovanij etc... Voprosy datijirovky drevnejchikh obrazovanij i osnovnykh porod. Trudy 14 ses. Kom. opred. absol. vozrasta geol. form. pri ONZ AN SSSR. Nauka p. 201—207, Moskva.

GABUNIA, L. — RUBINSTEIN, M. 1968: On the correlation of the Cenozoic deposits of Eurasia and North America based on the fossil Mammals and absolute age data. XXIII Intern. Geol. Congress, vol. 10, p. 9—17, Prague Academia.

IKEBE, N. 1973: Neogene biostratigraphy and radiometric timescale. J. Geosciences 16, p. 51—67, Osaka.

IKEBE, N. — TAKAYANAGI, Y. — CHIJI, M. — CHINZEI, K. 1972: Neogene biostratigraphy and radiometric time-scale of Japan — an attempt at intercontinental correlation. Pacif. Geol. 4/1972, p. 39—78, Tokyo.

JIŘÍČEK, R. 1972: Problém hranice sarmat/panón vo viedenskej, podunajskej a vý-

chodoslovenskej panve. Mineralia Slovaca, 4, No. 14, p. 39—82, Bratislava — Sp. N. Ves.

KONEČNÝ, V. — BAGDASARJAN, G. P. — VASS, D. 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia etc... Acta geol. Acad. Sci. hung. 13, p. 245—258, Budapest.

ODIN, G. S. — BODELLE, J. — LAY, C. — POMEROL, CH. 1970: Géochronologie de niveaux glauconieux paleogènes d'Allemagne du Nord. C. R. somm. Séanc. Soc. géol. France 6, p. 220—221, Paris.

ODIN, G. S. — HUNZIKER, J. C.: Données nouvelles sur l'âge numérique des glauconies oligo-miocènes de la Paratethys. (in press).

ORLICKÝ, O. — PAGÁČ, P. — SLÁVIK, J. 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. Geol. Zbor. Geologica Carpath. 21, No. 1, p. 153—156, Bratislava.

OVCHINIKOV, L. N. — PANOVA, M. V. — CHANGAREEV, T. L. 1961: Absoljutnyj vozrast nekotorych geologičeskich obrazovanij Vengrii. Trudy o ses. Kom. opred. absol. vozrasta geol. form. Izd. AN SSSR, p. 228—234, Moskva.

PAGE, R. W. — McDOUGALL, I. 1970: Potassium-Argon dating of the Tertiary $f_{1-2}$ Stage in New Guinea and its bearing on the geological time-scale. Amer. J. Sci. 269, p. 321—342, New Haven.

RUBINSTEIN, M. M. — ADAMIA, A. — DEVNOZASHVILI, D. I. — DOBRYDIN, V. N. — ROZENTUR, L. I. 1972: Datirovanie nekotorych verchneneogenovych i četvertičnych effuzivov Zakavkazia... Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 4, p. 13—15, Moskva.

RUBINSTEIN, M. M. — GABUNIA, L. K. 1972: Nekotorye voprosy geochronologii Kajnozoja. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 3, p. 3—8, Moskva.

SEMENENKO, R. P. — LADYZJEVSKIJ, N. R. — KOTLOVSKAJA, F. I. — VETSTEIN, G. P. 1963: Absoljutnyj vozrast geologičeskich formacij Karpat. Ass. géol. Carpato-Balcanique, 5e congres, 2e section: Stratigraphie vol. III/2, p. 175—184, Bucurest.

SEMENENKO, N. P. — TKACHUK, L. T. — ZAJDIS, B. B. — KOTLOVSKAJA, F. I. 1967: Absolutnyj vozrast gornych porod Karpatskogo regiona etc... Voprosy datirovki drevnejšich obrazovanij i osnovnych porod. Trudy 14 se. Kom. opred. absol. vozrasta geol. form. pri ONZ AN SSSR. Nauka, p. 177—186, Moskva.

SEMENENKO, N. P. — TKACHUK, L. T. — ZAJDIS, B. B. — KOTLOVSKAJA, F. I. 1969: Itogi issledovanij vypolnenych v Sovetskom sojuze po absol. geochronologii etc... Acta geol. Acad. Sci. hung. 13, p. 359—369, Budapest.

TSONJ, O. V. — SLÁVIK, J. 1971: Vek ryolitov zemplínskeho ostrova. Geol. Práce, Správy 55, p. 215—216, Bratislava.

VASS, D. 1973: Problémy rádiometrickej časovej škály neogénu. Geol. Průz. 15, No. 9, p. 261—264, Praha.

VASS, D. — BAGDASARJAN, G. P. — KONEČNÝ, V. 1970: Absolútne veky niektorých stupňov miocénu Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 51, p. 71—97, Bratislava.

VASS, D. — BAGDASARJAN, G. P. — KONEČNÝ, V. 1971: Determination of the absolute age of the West Carpathian Miocene. Földt. Közl. 101, No. 2—3, p. 321—327, Budapest.

DIONÝZ VASS – JÁN SLÁVIK

# RÁDIOMETRICKÉ KALIBROVANIE PARATETÝDNEHO NEOGÉNU

Resumé anglického textu

Súčasný stav rádiometrického výskumu paratethydného neogénu nabáda zhrnúť základné informácie o rádiometrických vekoch jeho stratigrafických stupňov. Toho času je k dispozícii najmenej 28 biostratigraficky korelovaných rádiometrických datovaní. Ich prehľad je v tabuľke 1 a 2. Väčšina pochádza zo strednej Paratetýdy. Maximálne a minimálne veky jednotlivých stupňov sú v tabuľke 2 uvedené v dvoch verziách: vľavo sú hodnoty počítané sovietskymi konštantami rozpadu draslíka, vpravo západnými konštantami.

Spodnomiocénne stupne eger 32,0 mil. rokov*, eggenburg 26,0 mil. rokov*, ottnang 23,0 mil. rokov, karpat 21,7 mil. rokov, majú iba po jednom datovaní. Dva najstaršie veky sú získané rádiometrickým rozborom glaukonitu a vek karpatu bol stanovený na sklovitom tufe. Všetky tieto nepriaznivé okolnosti nabádajú považovať rádiometrické veky spodného miocénu iba za približné a orientačné (azda ide o maximálne veky?). V budúcnosti očakávame revíziu tejto časti časovej škály. Vyšší miocén, zvlášť baden a sarmat, sú datované relatívne dobre. Baden je datovaný 10 vekmi (15,0—18,5 mil. rokov), sarmat 8 vekmi (11,75—14,5 mil. rokov). Na panón sa vzťahujú tri datovania (8,0—11,2 mil. rokov), resp. ďalšie 3 datovania z euxinsko-kaspickej oblasti (10 mil. rokov), ktoré sú však korelované nie s morským, ale kontinentálnym vrchným miocénom — meotom. Podobne sú korelované z tej istej oblasti (Gruzínsko) pochádzajúce rádiometrické veky pliocénu (1,0, resp. 2,36 a 3,2 mil. rokov, tieto údaje nie sú zahrnuté v tabuľkách).

Okrem spomínaných údajov existuje rad ďalších rádiometrických vekov, ktoré nemohli byť pojaté do našich tabuliek, lebo nie sú biostratigraficky korelované.**

Načrtnutú rádiometrickú časovú škálu paratethydného neogénu nemožno dobre korelovať s niektorými na Západe publikovanými rádiometrickými škálami neogénu, a to ani po eliminovaní chyby vyplývajúcej z rozdielu pre výpočet vekov použitých konštánt rozpadu draslíka. Jednou z príčin rozdielov v škálach je tendencia omladzovať neogén výberom najmladších vekov (čo sa zvlášť vypuklo prejavuje v prácach Berggrena).

Paratetýdnu i ostatné rádiometrické časové škály neogénu nemožno považovať za definitívne. Očakávame ich revízie na základe nových a doplňujúcich rádiometrických datovaní.

---

* Revízia datovania glaukonitu z Egeru (Odin a Hunziker 1975.) sa nezdá byť úspešnou. Jej rezultáty: 20,8 a 19,6 mil. rokov sú mladšie ako rádiometrický vek bázy miocénu (Selli 1970, Turner 1970 a i.). Datované glaukonity sú však korelované na základe druhu *Miogypsina septentrionalis* s vrchným oligocénom. Rádiometrické veky urobené tými istými autormi na glaukonite eggenburgu z Rumunska (Cristotel, Briglez) — 17,6, 17,5, 16,3 mil. rokov — sa tiež zdajú príliš mladé.

** V novšej práci Bojko et al. (1970, str. 223—225) spresnili rádiometrické veky a biostratigrafickú koreláciu tufov z rudného revíru Beregovo (Zakarpatská Ukrajina) tak, že pre sarmat najskôr stredný, resp. spodný a stredný (sensu Seuss 1866) môžeme akceptovať ďalších 9 rádiometrických vekov, z ktorých väčšina sa pohybuje okolo 12 až 14 mil. rokov (priemerná hodnota 9 datovaní je 13,4 mil. rokov).

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 141—148 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

G. S. ODIN** et J. C. HUNZIKER*

# DONNEES NOUVELLES SUR L'AGE NUMERIQUE DES GLAUCONIES OLIGO-MIOCENES DE LA PARATETHYS (METHODE K-Ar)

(1 text-fig., résumé slovaque)

## Introduction

Les formations glauconieuses de l'Oligo-Miocène de la Paratéthys (bassin intra-alpin d'Europe centrale) n'ont pas fait l'objet d'investigation systématique par analyse isotopique. Nous apportons ici des résultats obtenus sur un échantillonnage encore très épars; ils vont permettre de corriger les évaluations habituellement admises mais souvent basées sur des raisonnements et non sur des mesures. Nous avons eu des difficultés pour obtenir un échantillonnage serré et bien calé relativement, aussi cette étude reste-t-elle préliminaire et devra être complétée pour servir de base précise, définitivement établie.

## I — Resultats

La première analyse publiée est déjà ancienne: Evernden et al. (1961), c'est la seule citée dans le recueil de Funnell (1964). Cette mesure a été complétée dans le travail de Obradovich (1964) sans qu'il soit possible de relier clairement entre eux ces deux échantillons rapportés à l'Eggenburgien. En 1970, la première analyse isotopique de l'Egerien a été tentée au laboratoire du B. R. G. M.: Odin et al. (1970) sur un appareil qui s'est révélé défectueux comme le montrent nos études plus récentes entreprises au laboratoire de Berne. (cf. Tableau)

En dehors de ces 3 analyses, il n'existe actuellement qu'une seule donnée radiométrique pouvant caler numériquement les deux étages cités ci-dessus; elle a été obtenue sur un tuff rhyolitique de Slovaquie sus-jacent à l'Eggenburgien: Vass et al. (1971). Il faut être prudent dans l'utilisation de cet âge (un peu vieux) comme nous le préciserons plus loin.

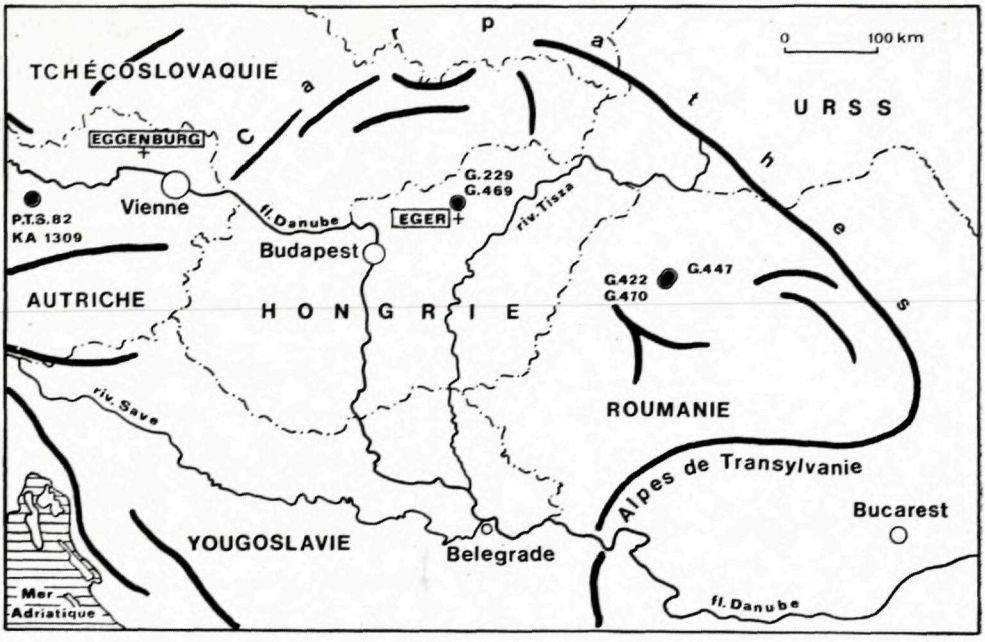
Les résultats nouveaux ont été obtenus sur un certain nombre d'échantillons qui nous ont été confiés par divers stratigraphes à qui nous en sommes trés redevables. Provenant de régions éloignées et de collections différentes (voir carte), nous n'avons pu établir des corrélations très précises entre ces prélèvements, si tant est que cela soit possible. Deux échantillons ont d'abord été

* Laboratoire de Géochronologie — Institut de Minéralogie et Pétrographie — 6 Sahlistrasse — 3012 Berne (Suisse)

** Laboratoire de Géologie des Bassins sedimentaixes — Université Paris VI — 4, place Jussieu — 75230 Paris Cédex 05 (France)

Tableau de resultats: Analyses isotopiques de glauconies Oligo-Miocène de la Paratéthys

| | Numéro échantillons | localités | âge relatif supposé | teneur $K_2O$ (%) (4) émission | teneur $K_2O$ (%) (4) absorption | teneur en K (%) | 40 A(rad.) ($10^{-5}$ $cm^3$ . $g^{-1}$ T.P. N.) | % A rad. | âge apparent (5) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| (1) | PTS 82 | Bad Hall (Autriche) | Eggenburgien | | | 4,14 | | 31 | 24,8 |
| (1) | KA 1309 | Bad Hall (Autriche) | Eggenburgien | | | 5,37 | | 47,5 | 18,8 |
| (1) | G. 229 | Eger (Hongrie) | Egerien | 7,04<br>7,21 | | 5,94 | 0,728 | ? | $<30,5$ |
| (2) | G. 422 | Briglez (Roumanie) | Eggenburgien | 6,89<br>7,05 | | 5,78 | 0,524 | 56,0 | $22,6 \pm 1,2$ |
| (2) | G. 447 | Cristoltel (Roumanie) | Eggenburgien | 7,18<br>7,19 | | 5,96 | 0,419 | 66,4 | $17,5 \pm 0,9$ |
| (3) | G. 422 | méme échantilton | | 7,00—7,10<br>6,88—6,90 | 7,22<br>7,22 | 5,83 (±3 %) | 0,410 | 51,4 | $17,6 \pm 1,4$ |
| (3) | G. 447 (id.) | (id.) | (id.) | 7,75—7,75<br>7,90—7,80<br>7,54<br>7,56<br>7,68—7,95<br>7,76—7,51 | 7,53—7,46<br>7,95—7,71<br><br><br>7,33—7,45<br>7,32—7,32 | 6,34 (±2 %) | 0,414 | 62,1 | $16,3 \pm 1,0$ |
| (3) | G. 470 | Briglez (Roumanie) | Eggenburgien | 7,02<br>7,05<br>6,86—6,74<br>6,75—6,75 | 6,71—6,71<br>6,66—6,54 | 5,64 (±3 %) | 0,386 | 44,8 | $17,1 \pm 1,5$ |
| (3) | G. 469 | Eger (Hongrie) | Egerien | 6,84<br>7,00<br>6,92—6,80<br>7,04—7,04 | 6,83—6,64<br>6,89—6,83 | 5,71 (±2 %) | 0,450 | 53,9 | $19,6 \pm 1,5$ |
| (3) | G. 229 | Eger (Hongrie) | Egerien | 7,28<br>7,28<br>7,42—7,27<br>7,46—7,14 | 7,11—7,23<br>7,03—7,15 | 6,02 (±2 %) | 0,506 | 64,8 | $20,8 \pm 1,3$ |




Carte de situation des échantillons cités dans le texte. Les massifs montagneux sont schématisés et enserrent les affleurements que l'on peut rapporter au domain de la Paratéthys

Légende:

1 — Résultats relevés dans la bibliographie (l'âge de G. 229 est un âge maximum et doit être abandonné au profit des mesures plus récentes).

2 — Résultats du laboratoire de B.R.G.M. Orléans (non publiés).

3 — Résultats obtenus au laboratoire de Géochronologie de Berne pour les analyses d'argon. Les analyses de potassium ont été effectués à Paris par Mlle M. Lenoble (Laboratoire de Pétrographie) et M. G. Richebois (Laboratoire de Géologie I). Toutes les pesées ont été effectuées sur des granules verts (non étuvés) dans des conditions normales de température et d'hygrométrie.

4 Chaque ligne réunit les résultats obtenus sur une seule mise en solution de la roche, analysée à des jours différents, voire sur des appareils différents. Nous avons attaché un soin particulier à doser le potassium, habituellement délaissé, car on peut aussi obtenir (en multipliant les mesures) une bonne précision pour ce composant de l'âge. „Emission" signifie que les analyses ont été effectuées par spectrométrie d'émission, „Absorption" signifie que les analyses ont été effectuées par spectrométrie d'absorption atomique.

5 Les constantes adoptées ici pour le calcul des âges apparents sont celles recommandées depuis 1964 dans le recueil „Phanerozoïc Time Scale": $\lambda e = 0{,}584 \cdot 10^{-10} \cdot an^{-1}$; masse atomique du potassium naturel: 39, 102; abondance actuelle de l'isotope $40_K = 0{,}0119$ %. Les mesures de l'argon ont été effectuées par la méthode de dilution isotopique, la quantité d'argon 38 introduite étant calibrée régulièrement à l'aide d'une muscovite étalon et le rapport isotopique de l'argon atmosphérique étant vérifié fréquemment.

confiés au laboratoire du B. R. G. M.* Puis l'étude a été reprise dans son ensemble au laboratoire de Géochronologie de Berne**.

Les renseignements que nous avons pu recueillir sur les échantillons sont rassemblés en appendice. Notre but n'est pas, ici, de discuter des attributions stratigraphiques; mais il nous semble que l'utilisation des résultats géochimiques donnés dans le tableau ne pourra être complète que lorsqu'une analyse stratigraphique plus détaillée aura été effectuée.

## II — Discussion des resultats

Les échelles chronostratigraphiques tentant de caler numériquement le passage Oligo-Miocène ne manquent pas dans la littérature. Une des plus récentes, et qui s'adresse plus spécialement à la Paratéthys, est celle de Papp et Steininger (1973) qui reflète les idées récentes sur le sujet. Ainsi que nous l'avons souligné ci-dessus, le travail de ces auteurs n'a malheureusement bénéficié que de très peu de mesures radiométriques. On doit, dès maintenant, être assuré que les âges adoptés vieillissent certainement les étages mis en cause ici, pour plusieurs raisons. D'abord l'unique analyse radiométrique portant sur l'Egerien donne un âge apparent trop élevé de 10 à 30 %. Ensuite les âges retenus dans le travail de Vass et al. (1971) sont un peu artificiellement vieillis (utilisation d'une constante de désintégration plus faible et choix des résultats d'analyses les plus élevés). Nous avons discuté ceci par ailleurs: Odin (1973); en particulier, l'âge du tuff rhyolitique sus-jacent à l'Eggenburgien doit être ramené de 24 à 22 M. A.*** si l'on veut avoir des résultats comparables à ceux présentés par les auteurs occidentaux.

L'âge apparent du niveau glauconieux égérien a été mesuré sur 3 glauconies traitées indépendemment l'une de l'autre et provenant toutes deux de la région d'Eger (voir carte). Leur minéralogie est différente. Les âges apparents sont très voisins (moyenne: 20,2 M. A.) Pour l'Eggenburgien les deux glauconies de Briglez (voir carte) sont identiques par leur minéralogie et donnent le même âge apparent. L'âge de G.422 trouvé par le laboratoire du B. R. G. M. semble nettement trop ancien et doit être abandonné: teneur en argon trop élevée. La glauconie de Cristoltel est constituée d'un minéral nettement mieux ordonné que dans les autres échantillons; l'âge apparent est pratiquement identique au précédent (à l'erreur de mesure près). Pour cet échantillon la teneur en argon radiogénique mesurée par le laboratoire du B. R. G. M. est la même que pour nous mais les mesures du potassium sont trop faibles (d'après la minéralogie des granules). L'âge apparent des glauconies de l'Eggenburgien se situe donc aux environs de $17{,}1 \pm 0{,}8$ M. A. et les 3 glauconies utilisées donnent des résultats concordants.

Ce résultat est très proche de celui obtenu par Obradovich (1964) 18,8 alors que le nombre obtenu par Evernden et al. (1961): 24,8 nous apparaît trop grand, il semble (d'après la teneur en potassium, ce qui est confirmé par la

* Nous remercions les responsables des crédits d'incitation à la recherche de l'Université Paris VI qui ont bien voulu financer les mesures effectuées dans ce laboratoire.
** Nous remercions les responsables des crédits du Fonds National Suisse qui ont permis de financer les recherches.
*** Dans leurs travaux les plus récents les auteurs de ces mesures sont d'accord sur ce fait (Vass et Slávik, 1973).

teneur en argon atmosphérique) que la glauconie utilisée par ces derniers auteurs n'ait pas été suffisament purifiée.

Ces 2 âges apparents: 20,2 ± 0,6 pour l'Egérien et 17,1 ± 0,7 pour l'Eggenburgien représentent l'âge de l'isolement des glauconies par rapport au milieu marin. Dans la mesure ou cet isolement peut être considéré comme instantané, on peut affirmer qu'il est pratiquement contemporain (s'il n'y a pas d'arrêt prolongé de la sédimentation: plus de 1 M. A.) du dépôt du sédiment sus-jacent. Les 2 formations glauconieuses, elles-mêmes, ont donc un âge réel proche, mais peut être très légèrement supérieur aux âges apparents obtenus ici.

Quelques mesures récentes sur les formations du Miocène inférieur des bassins d'Aquitaine et d'Italie du Nord (par datation de glauconies effectuées au même laboratoire) permettent de penser que l'âge obtenu pour les glauconies de l'Egerien est très proche de la base du Miocène, les glauconies de l'Eggenburgien etant très légèrement plus récentes.

## Conclusions

Les résultats d'analyse isotopique présentés montrent pour les galauconies de l'Egérien un âge apparent de 20,2 ± 0,6 M. A. et pour les glauconies de l'Eggenburgien un âge apparent de 17,1 ± 0,7 M. A. 3 M. A. séparent ainsi ces deux formations. Ces 2 nouvelles dates, probablement très proches de l'âge réel des formations glauconieuses, donnent une première idée chronostratigraphique et permettront de mieux connaître les corrélations entre la Paratethys et les autres bassins sédimentaires.

Remerciements: Nous remercions Monsieur Claude Lorenz qui a bien voulu relire le manuscript et nous a conseillé pour les problèmes stratigraphiques et géographiques ainsi que Monsieurs Dionys Vass qui nous a tenu au courant de ses travaux dans ce domaine.

## Appendice: Description des échantillons

Nos analyses ont été faites sur des glauconies (faciès granules verts) purifiés à mieux que 99 % par lavages, tamisages, séparation magnétique, parfois séparation densitométrique, souvent utilisation des ultra-sons pour ôter les impuretés superficielles.

P. T. S. 82 Niveau glauconieux prélevé en sondage (−45 à −47,7 m) près de Bad Hall (Autriche).
Les auteurs: Evernden et al. (1961) rapportent ce niveau au Burdigalien. Bandy (1970) l'attribue ensuite à Eggenburgien au-dessus de l'apparition de *Globigerinoides trilobus*. Papp et Steininger (1973) citent cet échantillon comme appartenant aux „schlierentonmergel" à *Vaginella depressa* et à Foraminifères benthiques caractéristiques de l'Eggenburgien. D'après la teneur en potassium, la qualité minéralogique de la glauconie est sans doute très mauvaise à moins que les auteurs n'aient pas purifié leur matériel. La teneur en potassium est directement liée à la qualité minéralogique des constituants de la glauconie:

Manghnani et Hower (1964), Cimbalnikova (1971), Velde et Odin (à paraître).
Ce n'est pas un critère démontré de la réalité de l'âge calculé à partir des analyses isotopiques; cependant, en l'absence d'expérimentation démonstrative, c'est, pour nous, après les conditions de gisement, le deuxième critère de choix avant d'effectuer les analyses isotopiques.

K-A 1309 Echantillon prélevé en sondage (—25,7 à —28,7 m) près de Bad Hall (Autriche).
Comme l'échantillon précédent, il semble qu'il s'agisse d'un prélèvement par cutting.
Collecteur: E. Braunmuller. L'auteur des mesures: Obradovich (1964) signale l'échantillon comme Burdigalien. La teneur en potassium, supérieure à celle de l'échantillon précédent, reste faible et inférieure à celle des échantillons que nous utilisons nous-même.

G. 447 Niveau à glauconie prélevé à Cristoltel, district de Salej (Roumanie).
Collecteur: G. Popescu (janvier 1973); niveau rapporté aux couches de Chechis (Eggenburgien).
Le sédiment est induré, la fraction plus grosse que 50 μ est surtout constituée de glauconie assez grossière de bonne qualité minéralogique, les micas sont abondants. La fraction fine est essentiellement smectitique.

G. 422 Horizon glauconieux à Briglez, district de Drocii (Roumanie).
Collecteur: F. Steininger (Septembre 1972); âge eggenburgien.
La glauconie est très abondante dans cette argile, mais sa composition minéralogique n'est pas fameuse.

G. 470 Sable argileux très glauconieux prélevé à Briglez, Transylvanie (Roumanie).
Collecteur D. Vass (Décembre 1973); limite des couches de Corus (dont les Mollusques sont identiques à ceux du Burdigalien francais) et des couches de Chechis contenant *Globoquadrina langhiana* et *Globoquadrina dehiscens* qui apparait, pour certains auteurs, au passage Oligo-Miocène. Les deux couches appartiennent à l'Eggenburgien.
La glauconie est abondante dans ce sédiment et constitue la fraction supérieure à 160 μ. La qualité minéralogique est très moyenne, identique à celle de G. 422. Les deux échantillons sont sans doute très voisins.

G. 229 Glauconie prélevée en sondage à la briqueterie d'Eger „Wind" (Hongrie), sondage 42;
de —21,50 à —21,90 m.
Collecteur: Mme Reka Nyirö (Octobre 1969): Chattien à Miogypsines.
Papp et Steininger (1973) signalent cette formation sous le nom

d'Egerien: sable glauconieux à Miogypsina septentrionalis à Novaj bei Eger.
La qualité minéralogique est bonne. La première analyse isotopique, publiée en 1970 sur cet échantillon, doit être abandonnée.

G. 469 Glauconie fournie déjà partiellement séparée; récoltée à Eger (Hongrie).
Collecteur D. Vass (Décembre 1973): partie inférieure de l'Egerien.
Cette glauconie est très fine (grains de moins de 160 $\mu$) et il n'a pas été possible de la purifier par les ultrasons, comme il est habituel, la quantité fournie étant minime.
La qualité minéralogique est médiocre. Il s'agit d'un sédiment très différent du précédent.

## BIBLIOGRAPHIE


BANDY O. L. (1970): Introduction to radiometric dating and paleontologic zonation. Geol. Soc. Am., Spec. Paper 124, 1—6.

CIMBALNIKOVÁ (1971): Chemical variability and structural heterogeneity of glauconites. Am. Miner. 56, 1385—1398

EVERNDEN J. F., CURTIS G. H., OBRADOVICH J., KISTLER R. W. (1961): On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the K—A method. Geochemica and Cosmochimica Acta, vol. 23, p. 78—99

FUNNELL B. M. (1964): The Tertiary Period. in The Phanerozoïc Time Scale, p. 179—191.

PAPP VON A. et STEININGER F. (1973): Die stratigraphischen Grundlagen des Miozäns der zentralen Paratethys und die Korrelations möglichkeiten mit den Neogen Europas. Verh. Geol. B.—A., 1, p. 59—65.

MANGHMANI M. et HOWER J. (1954): Glauconites, cation exchange capacities and infrared spectra. Am. Miner. 49, 586—598.

OBRADOVICH J. D. (1964): Problems in the use of glauconite and related minerals for radioactivity dating. Ph. D., University of California, Berkeley, 120 pages.

ODIN G. S. (1973): Sur les âges radiométriques du Miocène de la Paratéthys. C. R. Som. S. G. F., 1, p. 33—34.

ODIN G. S., BODELLE J., LAY C., POMEROL C. (1970): Géochronologie des niveaux glauconieux paléogènes d'Allemagne du Nord (méthode Potassium-Argon. Résultats préliminaires. C.R. Comm. S.G.F., fasc. 6, p. 220—221.

VASS D., BAGDASARJAN G. P., KONEČNÝ V. (1971): Détermination of the absolute age of the West Carpathian Miocen. Földtani Közlöny, 101, p. 321—327.

VASS D., SLÁVIK J. in CICHA et al. (à paraître): Biozones du Néogène des Carpathes occidentales et des Alpes orientales.

VELDE B., ODIN G. S. (à paraître): Further informations related to the genesis of glauconites. Clays and clay minerals.

G. S. ODIN – J. C. HUNZIKER

## NOVÉ ÚDAJE O NUMERICKÝCH VEKOCH OLIGO-MIOCÉNNYCH GLAUKONITOV Z PARATETYDY

resumé francúzskeho textu

Nové rádiometrické datovania egeru a eggenburgu (oligo-miocén resp. sp. miocén Paratetýdy) boli realizované na glaukonite separovanom z pieskovcov egeru (lokalita Windtova teheľňa, Eger, Maďarsko) a eggenburgu (lokality Cristoltel a Briglez, Rumunsko). Biostratigrafická pozícia horizontov, z ktorých pochádza glaukonit, je spoľahlivo preukázaná. Nové datovania poskytli prekvapujúco mladé veky: eger 20,2 $\pm$0,6 mil. rokov, eggenburg 17,1 $\pm$0,7 mil. rokov, čo sú veky až o 10 mil. rokov mladšie ako udávali staršie datovania.

Autori vzhľadom na precíznejšiu metodiku datovania sa domnievajú, že nové datovania možno považovať za blízke reálnemu veku oboch stupňov a výsledky starších rádiometrických analýz treba zanedbať.

Do tlače odporučil D. Vass

Geologické práce, Správy | 63 | str. 149—158 | GÚDŠ | Bratislava | 1974

EVA KAROLUSOVÁ

# KORELÁCIA TUFITICKÝCH SEDIMENTOV ZVOLENSKEJ KOTLINY A VULKANITOV KREMNICKÉHO POHORIA

(2 obr. v texte, nemecké resumé)

Abstract. The paper is dealing with lithofacial analysis of tuffitic sediments in borehole P-2 near the community of Sielnica. In petrographic composition the tuffitic sediments correspond to andesites in the Kremnické pohorie Mts. According to palynological observation of sporomorphs from coal intercalation in the underlier of tuffites the age of the tuffitic filling of the basin is dated as Sarmatian-Pannonian.

Pri štúdiu vulkanických terénov nie sú vždy dosť výrazné geologické následnosti dejov a superpozície. Obyčajne bývajú pokryté produktmi po sebe nasledujúcich erupcií, ktoré nemajú rovnaký charakter. Malú pomôcku pri určovaní následnosti sopečných prejavov poskytujú vulkanické sedimenty v blízkosti sopečných telies. V prípade, že tieto vulkanické sedimenty obsahujú fosílie, poskytujú dáta pre vekové zaradenie sedimentu a v priestore môžu poskytovať informáciu najmä paleogeografického charakteru o regióne vulkanickej aktivity. Vulkanické sedimenty s fosílnymi sporomorfami sa nachádzajú vo vrte P-2 pri Sielnici v Zvolenskej kotline. Profil vrtu takto poskytol materiál pre petrografickú koreláciu týchto neovulkanických sedimentov. Preplástky uhlia a diatomitové polohy poslúžili na vyhodnotenie sporomorf a celého paleogeografického vývoja tejto časti Zvolenskej kotliny.

Profil vrtom P-2 (obr. 1) je prierezom panvovej výplne a predstavuje niekoľko (XII) vývojových etáp. Už Vs. Čechovič (1950) pri štúdiu geologických pomerov Zvolenskej kotliny konštatoval, že vrstvy sa usadzovali nepravidelne za rýchle sa meniacich sedimentačných podmienok. Ďalej tvrdil, že tufiticko-zlepencová výplň leží priamo na mezozoiku, prípadne na paleogéne transgresívne a diskordantne.

Tomuto jeho konštatovaniu zodpovedá profil vrtu. Mezozoický substrát bol zachytený v hĺbke 263,5 m. Na tento substrát sa usadila štrkovo-konglomerátová poloha s niekoľkými malými polohami hrubých pieskov. Materiál konglomerátov sa skladá z opracovaných andezitov, kremeňov, kremencov, čiernych bridlíc, prípadne aj vápencov. Vo frakcii ťažkých minerálov (obr. 2) sa vulkanický materiál takmer nevyskytuje. Prevládajú karbonáty, bohato sa vyskytuje granát, magnetit, leukoxén. Tento materiál konglomerátov

RNDr. E. Karolusová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

a hrubých štrkov môže byť v zmysle Vs. Čechoviča (1950) transgresívnym sedimentom, ktorým sa začala panvová vývojová etapa na starom zerodovanom mezozoickom reliéfe (I. etapa).

Hrubý, dobre opracovaný konglomerát je pozvoľne vystriedaný jemnozrnnejšími tufmi, v ktorých sa kde-tu nachádzajú valúny hyperstenických andezitov. Pre túto etapu (II.) je príznačný intenzívny prínos vulkanického materiálu. Sedimentujú hrubozrnné tufity so železitým tmelom, s množstvom autigénneho pyritu s kremeňom, biotitom a plagioklasom. Granulácia tufitov nie je rovnaká, striedajú sa hrubozrnné, strednozrnné a jemnozrnné polohy.

Z rýchleho striedania možno usudzovať, že znos bol veľmi intenzívny a zerodovaný vulkanický materiál sa náhle nakopil. Tento mohutný prílev vulkanického materiálu pravdepodobne zaplnil pôvodne väčší sedimentačný bazén. Vznikli bažiny a močiare s vhodným rastlinstvom pre vznik uhoľných polôh. Palinologické vyhodnotenie (E. Planderová 1966) sporomorf z uhoľných polôh sa opiera o zastúpenie autochtónnych sporomorf vlhkomilných močiarnych a pobrežných rastlín. Vo vrte sú dosť konštantne zastúpené spóry čeľade *Polypodiaceae*, spóry húb však úplne chýbajú. Vo vzorke z 206 m a 210 m dominujú listnaté dreviny rodu *Carya*, *Monocolpopollenites*, *Corylus*, *Almus*, *Juglans*, *Ilex*, *Nyssaceae*, *Exicaceae* a zložnokveté.

Z vyhodnotenia autochtónnych sporomorf močiarnych a pobrežných rastlín možno usudzovať, že piesčité až ílovité tufity so zuhoľnatenými zvyškami vznikali vo vlhkomilnom prostredí. V spodných (210,0—222,5 m) a vrchných (190,0—202,0 ) polohách sú veľmi bohato zastúpené vlhkomilné dreviny. V úseku 206—210 m prevládajú rastliny s menšími nárokmi na vlhkosť, pričom vlhkomilné dreviny takmer úplne chýbajú, mezofytných je však veľké množstvo. Z tohto zastúpenia sporomorf vyplýva, že v tomto úseku pravdepodobne zanikol taxodiový močiar. Na jeho úkor vzrástlo percento listnatých drevín, hlavne z rodu *Castanea* a *Quercus*. Už v 202 m sú vlhkostné pomery opäť vhodné pre vývoj močiarnych lesov so spoločenstvom *Taxodiaceae* a *Myricaceae*.

Do močaristej panvičky sú naďalej splavované produkty okolitej sopečnej činnosti. Usadzujú sa tufitické sedimenty (196 m) (M. Pulec 1962) s kremeňom, plagioklasmi, ortoklasmi, zirkónom, granátom a biotitom. Veľmi pozvoľne pribúdajú hyperstény (III. etapa) a spolu s nimi množstvo limonitov a pyritov. Veľké množstvo pyritu (60 % z ŤM podielu) signalizuje uzavreté, zle vetrané prostredie, v ktorom prebiehali procesy rozkladu organického materiálu. Slabý podiel vulkanického materiálu — ako sú zrná hypersténov a biotitu, signalizuje začiatok prínosovej etapy jemnozrnného materiálu z okolitých vulkanických telies. Výrazný prínos vulkanického materiálu je v úseku 120—142 m (IV. etapa). Je charakterizovaný sedimentáciou mocnejších lavíc modrošedých andezitových tufitov a andezitových valúnov. Valúny andezitov sú dobre opracované. V laviciach modrošedých piesčitých tufitov je 30 až 70 % hypersténu, do 10 % augitu, niečo amfibolu a veľa magnetitu. Táto minerálna asociácia zodpovedá zloženiu pyroxenických andezitov ± amfibol, ktoré sa vyskytujú v Kremnickom i Štiavnickom pohorí. Idiomorfné, stĺpčekovité zrná hypersténov nesvedčia a dlhšom transporte. V úseku 129—130 m je veľa konkrécií karbonátov pravdepodobne autigénneho pôvodu. Podobne o karbonáty konkréciového typu je obohatený aj úsek 119—120 m. Ide o rytmické narastanie karbonátových „obalov" okolo drobného jadra.

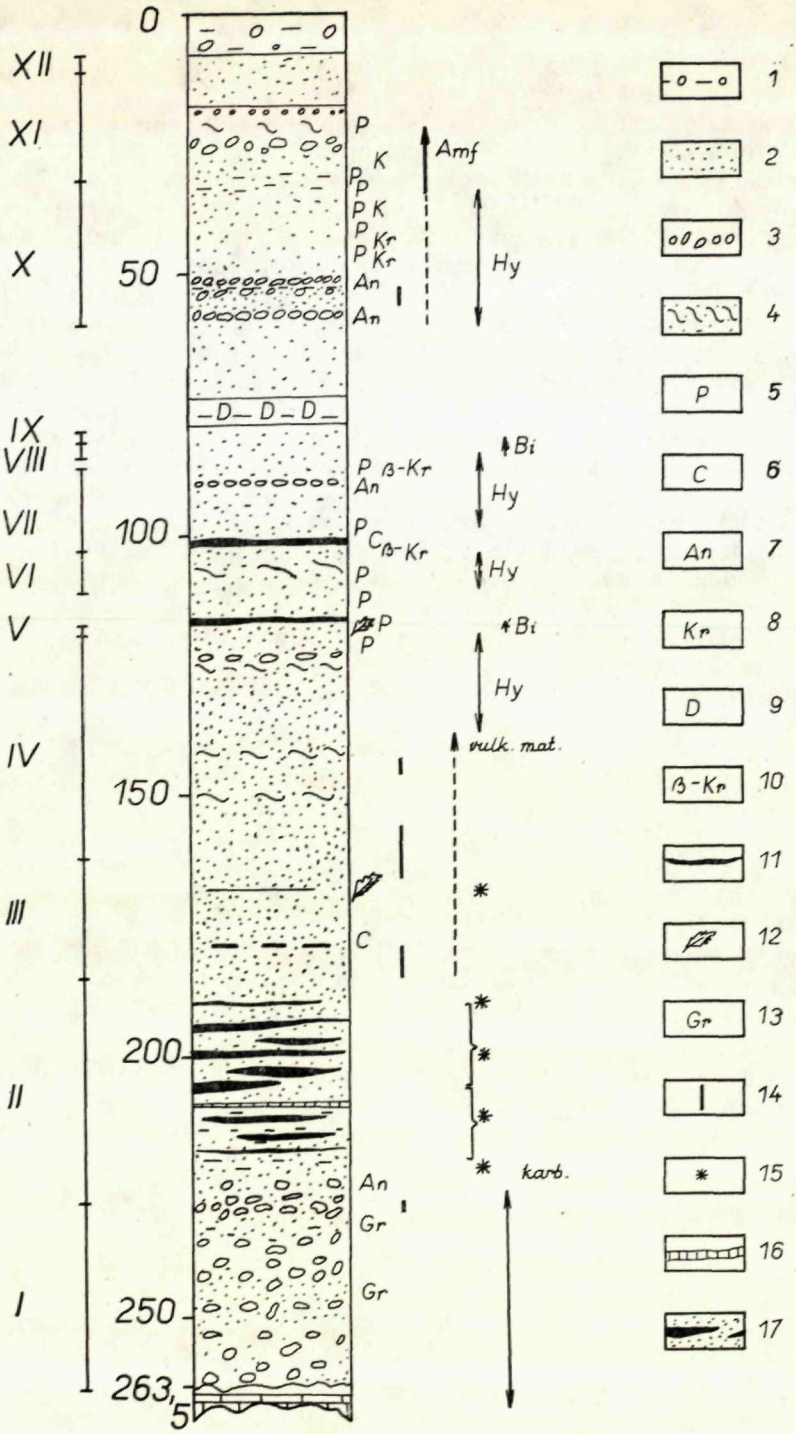
Podľa J. Petránka (1963) konkrécie karbonátov vznikajú chemickým vylúčením látok v roztoku. Môžeme teda predpokladať, že v uvedených úsekoch pri tvorbe sedimentu bola voda alebo pórový roztok mineralizovaný karbonátmi, ktoré sa vylúčili v štádiu diagenézy.

V nadloží tohto modrošedého tufitu je tmavošedý tufit s pemzami (117—118 m; V. etapa), ktorý obsahuje 93 % biotitov a len 2 % hypersténov. Výskyt pemz v piesčitých tufitoch a vysoký percentuálny obsah biotitov môžu byť prvými signálmi erupcie kyslejšej korniny, ktorú sprevádzala silná explózia preplynenej lávy. V nadloží tejto svetlej tufitickej polohy s pemzami je slabá, niekoľko cm mocná poloha peľosideritu. Vplyv silnej explózie kyslej lávy vidno aj v nadložných tufitických sedimentoch. V ílovitom až piesčitom tufite sa popri ojedinelých valúnoch andezitu stále vyskytujú biele, často aj rozbité kusy pemzy. V tufitickej polohe v úseku 103—111 m (VI. etapa) sa striedajú drobné zlepencové polohy, niekedy až jemne zvrstvené sivofialové piesčité polohy. Stálym komponentom sú kúsky pemz. Vo frakcii ťažkých minerálov sa objavujú polohy obohatené hyperténom (80—70 %) Stále pretrváva vplyv kyslej erupcie, čo sa prejavuje vysokým obsahom biotitu. V ľahkej minerálnej frakcii sú $\beta$-kremene. Z prítomnosti hojných pemz, biotitov a $\beta$-kremeňov usudzujeme, že by mohli patriť k vzdialenejšej ryolitovej explózii. Vysoký podiel hypersténov znamená súčasný prínos a sedimentáciu z rozrušených andezitových telies a ich sprievodných pyroklastík. V úseku 93—111 m sa vyskytujú zrná pyritu.

Rýchlo sa meniace sedimentačné podmienky s prínosom cudzieho a miešaného vulkanického materiálu sa odrážajú aj v úseku 85—103 m. Tento úsek (VII. etapa) je charakterizovaný náhlym nakopením andezitových štrkov. Niekedy sú voľne akumulované, inokedy zasa stmelené tufitickou základnou hmotou do zlepencových polôh. Sú to hrubé, dobré vytriedené polohy. O dlhšom transporte svedčí aj zloženie ťažkej minerálnej frakcie. Medzi obsahmi jednotlivých minerálov sú veľké výkyvy. Najviac sú obsiahnuté premenené zrná a magnetit. Popri biotite sa stále vyskytuje $\beta$-kremeň. Usudzujem, že z andezitových a ryolitových terénov prínos materiálu trvá. Ukladaný materiál má znaky dobre opracovaného, transportom vytriedeného sedimentu. V tomto úseku (VI—VII) nemôžeme hovoriť o synvulkanickej sedimentácii.

S produktom pravdepodobnej synvulkanickej sedimentácie sa stretávame až v úseku 82—85 m (VIII. etapa). Je tu poloha jemnozrnného tufitu, ktorý obsahuje pemzy. Ťažké minerály sú výrazne obohatené biotitom (61 %) a zirkónom. Sú to minerály charakterizujúce kyslé horniny ryolitového zloženia. V jemnozrnných tufitoch sa ešte ojedinele vyskytujú zrná pyroxénov, ilmenitu a pyritu. Úsek 80—82 m (IX. etapa) obsahuje minerálnu asociáciu andezitov; hyperstén, augit, amfibol. Prítomné sú tiež odolné minerály znášajúce dlhší transport, ako napr. granáty, apatit, ilmenit, ktoré tiež môžu byť vulkanického pôvodu. V kľudnom prostredí sa ukladal jemnozrnný tufitický materiál, ktorý bol vhodným substrátom pre rozvoj rozsievok najmä v úseku 74—79 m. (M. Pulec 1962).

Túto kľudnú sedimentáciu náhle prerušil príval hrubého znosového materiálu a andezitových telies. Po diagenéze sú z nich polohy piesčitých tufitov s andezitovými štrkmi a zlepencami (úsek 60—50 m). Z ťažkých minerálov sa v tomto úseku nachádza výrazná asociácia hyperstén-augit-amfibol, s granátmi, apatitom, magnetitom, ilmenitom a slabou pyritizáciou v úseku 47—55 m. Do sedimen-




Obr. 1 Litofaciálny profil vrtu P—2 pri Sielnici
1 — svahová hlina a suť 2 — piesčitý tufit 3 — poloha štrkov 4 — piesčitý tufit zvrstvený 5 — úlomky pemzy 6 — zuhoľnatené zvyšky, lupky 7 — valúny andezitov 8 — valúny kremeňa 9 — diatomit 10 — $\beta$-kremeň 11 — peľosiderit 12 — rastlinné zvyšky 13 — granáty 14 — úseky s pyritom 15 — palinologické spracovanie 16 — sladkovodný vápenec 17 — tufit s polohami a preplástkami uhlia

tačného bazénu okrem mohutného prínosu rýchle navrstveného vulkanického materiálu sa dostáva aj dobre opracovaný materiál a bližšie neurčiteľné organické zvyšky (M. Pulec 1962) a šupinky rýb. Toto veľké množstvo turmalínu a muskovitu v týchto polohách poukazuje na prínos detritu aj z nevulkanických oblastí.

Mineralogicky výrazne sa diferencuje sediment v úseku 22—32 m (IX. etapa). Veľké množstvo idiomorfných amfibolov, hypersténov, augitov indikuje zloženie zodpovedajúce andezitom rovnakého zloženia, ktoré sú bohato zastúpené v širšom okolí. Sú to polohy, ktoré sú zložené zo súčiastok rozdielnej veľkosti. Aleuritické a piesčité polohy sa náhle striedajú s výraznými polohami miešaných konglomerátov s valúnmi andezitov, žúl, vápencov a kremeňov. V jemnozrnnejších polohách sa nachádza veľa pemz, zvlášť v úseku 48—42 m. Tieto litofaciálne znaky a mineralogické zloženie jednotlivých polôh hovoria o zmiešanom tufitickom sedimente. Miešaný charakter má aj štrková poloha v úseku 18—19 m. Sú v nej valúny augitovo-hyperstenických andezitov, kremencov, vápencov, aleuritických pieskovcov. Nadložná poloha (XII) hrubých pieskov (8—13 m) obsahuje množstvo kremeňa a karbonátov. V ťažkých mineráloch je veľa hypersténov, augitov, magnetitu a granátu. Frakcia 2—1 mm obsahuje prevažne zrná z andezitov s porfyrickými výrastlicami plagioklasov a pyroxénov. Zriedkavo sú v nich úlomky kremencov, limonitizovaných pieskovcov a kryštalických bridlíc.

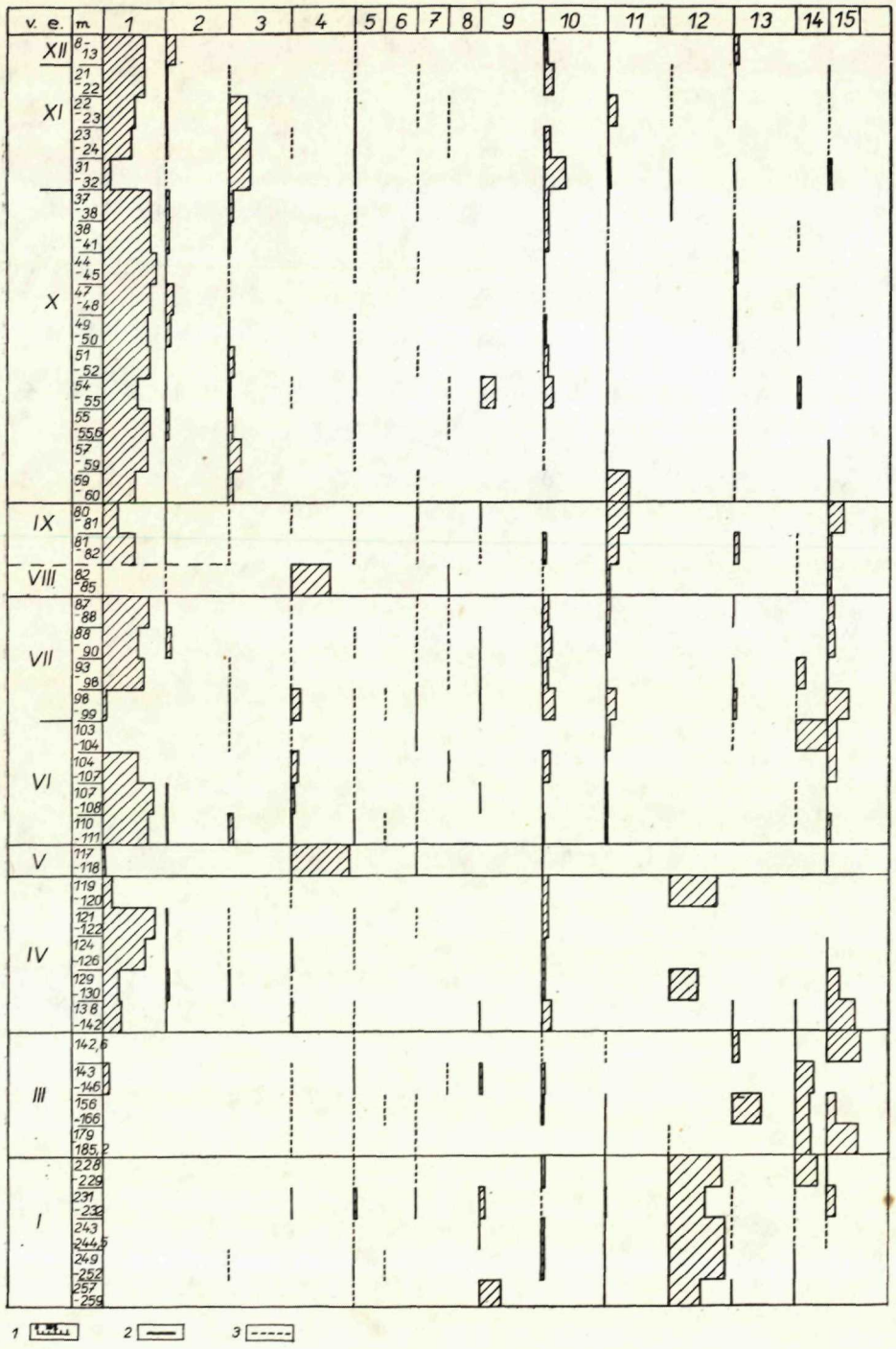
Najvyššie polohy vrtu tvoria svahové hliny s andezitovými balvanmi, ktoré predstavujú kvartérne sedimenty.

Z uvedených rozborov vyplýva niekoľko poznatkov, ktoré sú cenné pre vekové zaradenie vulkanických produktov a poskytujú údaje o paleogeografickom vývoji západnej časti Zvolenskej kotliny, kde bol vrt situovaný.

Najdôležitejšie údaje poskytol palinologický výskum sporomorf z uhoľných preplástkov a diatomických polôh neďalekej Dúbravice, ktoré analogicky môžu zodpovedať diatomitovým preplástkom vo vrte P-2 pri Sielnici. Podľa peľového spektra sa usudzuje (E. Planderová—M. Pulec—O. Samuel—M. Vaňová 1963), že uhoľné preplástky a okolité tufitické sedimenty vznikli vo vrchnom miocéne. Na základe porovnania s peľovým spektrom z vrtu v Dúbravici E. Planderová—P. Snopková (1960), E. Planderová (1966) predpokladá, že tufiticko-ílovito-uhoľné súvrstvie vo vrte P-2 je sarmatské až spodnopanónske.

Z údajov, ktoré nám poskytuje litofaciálny rozbor a analýzy ťažkých minerálov, vyplýva, že minerálne asociácie zodpovedajú určitým andezitovým typom z Kremnického pohoria. Dobrá opracovanosť jednotlivých valúnov, dobre vytriedený typ sedimentu svedčia o jeho transporte, nebol však taký dlhý, aby rozrušil minerálne zrná hypersténov a augitov a zachoval aj veľké množstvo pemz. Minerálne zrná, ktoré považujeme za prinesené z oblasti kryštalinika, zrejme prekonali oveľa dlhší transport, lebo sa zachovali iba dobre opracované odolné minerály.

Za najvýraznejšie sedimenty vulkanického pôvodu možno považovať etapu IV s veľkým množstvom augitu, s akcesorickým amfibolom a biotitom. Táto minerálna asociácia by mohla zodpovedať II. skupine andezitov F. Fialu (1957), a to pyroxenickým andezitom s akcesorickým amfibolom a biotitom (typ „pab"). Erupcie týchto andezitov sprevádzala búrlivá explozívna činnosť. Tento typ andezitu a jeho pyroklastiká sa vo veľkom množstve nachádzajú


v. e.
m.
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
XII
XI
X
IX
VIII
VII
VI
V
IV
III
I
1
2
3

v centrálnych častiach Kremnických hôr. Tvoria početné veľké lávové prúdy, ktoré sa viackrát striedajú s polohami tufov a aglomeratických tufov. Časť týchto produktov bola splavovaná do existujúcej žiarskej a jastrabskej panvy (J. Forgáč—J. Bodnár—M. Filo 1961). Analýzy ťažkých minerálov zo Zvolenskej kotliny (vrt P-2) ukázali, že odplavovanie produktov tohto typu andezitov sa uskutočňovalo aj smerom na východ do zvolenskej panvy. Mohutný prínos tufitického materiálu ukončil pravdepodobne vývoj taxodiového močiara. Preplástky uhlia v podloží tohto tufitického komplexu nepriamo určujú aj jeho vek sarmat — spodný panón.

Pre štúdium vulkanizmu je dôležitá poloha kyslejších tufitov (etapa V), ktoré sú bohaté na biotit. V nadložných tufitoch je veľké množstvo $\beta$-kremeňov. Pravdepodobne signalizujú erupciu ryolitov. Ich materské horniny nám zatiaľ nie sú známe, a preto nemôžeme určiť miesto znosu. Etapa VI a VII svojím zložením ťažkej minerálnej frakcie zodpovedá pravdepodobne andezitom „pab". Charakter sedimentu je premenlivý. Medzi intervalmi intenzívneho prínosu sú intervaly kľudu. V močaristej jazernej krajine sú vhodné podmienky pre vyzrážanie peľosideritových polôh.

Na periférіách vulkanického telesa sa ukladajú tufitické sedimenty s vysokým obsahom biotitu a pemz. Analýza ich minerálnej asociácie a všetkých sprievodných znakov naznačuje, že by poloha medzi 82—85 m (VIII) mohla signalizovať erupciu biotiticko-amfibolických andezitov (podtyp Krahule) (F. Fiala 1957), ktorá obsahuje malé množstvo aglomerátov, najmä v okolí jastrabskej panvy. Rozplavenie pyroklastík z tejto erupcie do panvy dnešnej Zvolenskej kotliny mohlo podnietiť vznik jazierok s tvorbou Diatomaceae v okolí Sielnice i pri Dúbravici.

Etapa X znamená silný znos z centrálnych častí pohoria. Je to relatívne veľmi mladý sediment, tvorí nadložie diatomitových polôh. Tieto tufitické sedimenty nevznikli pri novom vulkanickom prejave, ale sú sedimentom z pretransportovaného materiálu, ktorý bol znášaný z rozrušených sopečných telies. J. Forgáč (1972) vo vrte FŽB-1 pri železnej Breznici opisuje pyroklastiká obdobného zloženia v hrubom brekciovitom vývoji (13—132 m), vo vývoji brekciovitých láv a lávových prúdov. Zrejme ich rozrušené a pretransportované členy nachádzame redeponované v tufitických sedimentoch v okolí Sielnice. Sporné zostávajú tufitické polohy obohatené amfibolom (etapa IX). Pravdepodobne ide o lokálny znos z amfibolicko-biotitických andezitov, resp. z ich pyroklastík. V analyzovanom mieste nachádzame iba ťažšie minerály, napr. hyperstén, amfibol, magnetit. Biotit mohol byť pre svoje fyzikálne vlastnosti odnášaný ďalej.

Petrograficky je ostro vyhranená poloha sivomodrých piesčitých tufitov (8—13 m). Svojím vysokým obsahom hypersténov (64 % a augitov 14 %) reprezentuje znos z pyroxenických andezitov, ktoré sú väčšinou sústredené na hrebeňových častiach Kremnického pohoria. F. Fiala (1957) uvádza, že ich erupcie časovo presahujú niektoré erupcie biotiticko-amfibolických andezitov

←

Obr. 2 Grafické vyhodnotenie percentuálneho zastúpenia ťažkých minerálov
Legenda: 1—2 = 10 %; 2 — obsah 1—2 %; 3 — obsah pod 1 % v.e. vývojové etapy; 1 — hyperstén; 2 — augit; 3 — amfibol; 4 — biotit; 5 — granát; 6 — staurolit a iné minerály z metamorfovaných hornín, 7 — apatit; 8 — zirkón; 9 — leukoxén; 10 — magnetit; 11 — ilmenit; 12 — karbonáty; 13 — limonitizované zrná; 14 — pyrit; 15 — premenené zrná

a v južnej časti Kremnického pohoria sú v ich nadloží. Táto ich pozícia asi umožňovala ich denudáciu a sedimentáciu v najvyšších polohách v tufitických vrstvách vyplňujúcich Zvolenskú kotlinu.

Pri korelácii tufitických sedimentov s eruptívnymi členmi Kremnických hôr je nápadná jedna skutočnosť. Tufitické sedimenty neobsahujú minerálne spoločenstvo zo starších pyroxenických andezitov (Fialova I. skupina), iba minerály zodpovedajúce II. skupine, tzv. andezitom bez propylitizácie s veľkým množstvom sprevádzajúcich pyroklastík. Môže to mať niekoľko príčin, z ktorých sa zdá byť najpravdepodobnejšia paleogeografická modelácia terénu. Predpokladám, že v čase erupcie andezitov I. skupiny bolo mezozoické podložie dnešnej Zvolenskej kotliny vyzdvihnuté. Možno až neskôr pri erupciách andezitov II. skupiny sa tvárnosť terénu zmenila natoľko, že v období sarmatu vznikal bažinatý, močaristý kraj, na brehu ktorého rastú bukové lesy. Intenzívny znos z navŕšených pyroklastických valov z erupcie skupiny „pab" na okolí ukončuje močaristý vývoj.

Z uvedeného rozboru vyplýva, že tufitické sedimenty v Zvolenskej kotline väčšinou nemôžeme považovať za synvulkanické sedimenty. Chcela by som poznamenať, že vekové zaradenie tufitických sedimentov podľa sporomorf zodpovedá iba dobe vzniku tufitických polôh a nie veku erupcií. Tie sa odohrali skôr a z ich denudovaných telies vznikali sedimenty utvárajúcej sa sarmatskej až panónskej panvy. Jazerná sedimentácia po uložení diatomitov a nadložných tufitov zaniká. V sedimentoch z okolia Sielnice sa vôbec neprejavil vplyv ryolitov a ryodacitov (IV. skupina podľa F. Fialu), ktoré sú najmä na západnom okraji pohoria v oblasti Slaskej. Podobne chýbajú aj sedimenty pochádzajúce z bazaltoidných andezitov a andezitoidných čadičov.

Do tlače odporučila M. Marková

## LITERATÚRA

FIALA, F. 1957: Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Sbor. ÚUG, sv. 23—1956, oddíl geologický, 2. díl, s. 233—398. Praha.

FORGÁČ, J. — ZBOŘIL, L. — BODNÁR, U. — FILO, M. 1969: Štruktúrno-tektonický plán Kremnického pohoria. Mineralia Slovaca, roč. 1, č. 3—4. Košice.

FORGÁČ, J. 1972: Záverečná správa z vrtu FŽB-1, lokalita Železná Breznica. Manuskript-archív GÚDŠ, s. 1—45. Bratislava.

KAROLUSOVÁ, E. 1962: Predbežná správa o petrografickom vyhodnotení vrtu P-2 (Sielnica). Manuskript-archív GÚDŠ, s. 1—16. Bratislava.

KAROLUSOVÁ, E. 1962: Sedimentárno-petrografické zhodnotenie vrtu P-2 pri Sielnici vo Zvolenskej kotline. Manuskript-archív GÚDŠ, s. 1—18. Bratislava.

PLANDEROVÁ, E. — SNOPKOVÁ, P. 1960: Palinologické vyhodnotenie diatomitového ložiska pri obci Dúbravica. Geol. práce, Správy 19, s. 171—191. Bratislava.

PLANDEROVÁ, E. — PULEC, M. — SAMUEL, O. — VAŇOVÁ, M. 1963: Poznámky k litologicko-statigrafickým pomerom Banskobystrickej a Zvolenskej kotliny. Geol. práce, Správy 30, s. 147—159. Bratislava.

PLANDEROVÁ, E. 1966: Mikropaleobotanické spracovanie terciérnych sedimentov

z oblasti vnútrokarpatských kotlín na Slovensku. Biolog. práce, edícia vedeckých kolégií pre všeobecnú a špeciálnu biológiu SAV, roč. 12, č. 3. Bratislava.
PULEC, M. 1962: Ročná správa o výskume medzi Zvolenom a Hronovom. Manuskript--archív GÚDŠ. Bratislava.

EVA KAROLUSOVÁ

## KORRELATIONSSTUDIUM DER TUFFITISCHEN SEDIMENTE DES ZVOLEN--BECKENS AUF GRUND DER BOHRUNG P-2 BEI SIELNICA

Zusammenfassung des slowakischen Textes

Die Arbeit befasst sich mit der lithofaziellen Analyse von tuffitischen Sedimenten im westlichen Teil des Zvolen-Beckens, wo die Bohrung P-2 bei der Gemeinde Sielnica situiert wurde. Die Analyse der Bohrung bietet einige wesentliche Erkenntnisse, die für die Alterseinstufung der vulkanischen Produkte wertvoll sind und Angaben über die paläogeographische Entwicklung des westlichen Teiles des Zvolen-Beckens liefern.

Die wichtigsten Angaben folgen aus der palynologischen Untersuchung von Sporomorphen aus Kohlen-Einlagerungen und Lagen von Diatomiten von dem unweit gelegenen Orte Dúbravica, welche laut Analogie den Diatomiten-Einlagerungen in der Bohrung P-2 bei Sielnica entsprechen können. Auf Grund des Pollen-Spektrums schliesst man (E. Planderová—M. Pulec—O. Samuel—M. Vaňová 1963) dass die Kohlen-Einlagerungen und die umliegenden tuffitischen Sedimente im Obermiozän entstanden sind. Nach den Beobachtungen des Pollen-Spektrums aus der Bohrung in Dúbravica (E. Planderová—P. Snopková 1960) kommt ein sarmatisches bis unterpannonisches Alter der tuffitisch-tonig-kohlenführenden Schichtfolge in Frage.

Aus den Angaben, welche uns die lithofazielle Untersuchung (Abb. 1) und die Schwermineralien-Analysen (Abb. 2) bieten, geht hervor, dass die Mineral-Assoziationen am ehesten gewissen Andesit-Typen aus dem Kremnicaer Gebirge entsprechen. Als meist ausgeprägte Sedimente vulkanischen Ursprungs können wir die Etappe IV mit häufigen Hypersthenen, Augit mit akzessorischem Amphibol und Biotit betrachten. Eine solche Mineral-Assoziation könnte der II. Gruppe der Andesite von F. Fiala (1957) entsprechen, und zwar den pyroxenischen Andesiten mit akzessorischen Amphibol und Biotit (Typ „pab"). Ein Teil dieser Produkte wurde in die heute existierenden Becken von Žiar und Jastrabie abgeschwemmt (F. Forgáč—J. Bodnár—M. Filo 1961). Die Analysen der Schwermineralien aus dem Zvolen-Becken haben gezeigt (Bohrung P-2), dass die Ausschwemmung der Produkte dieses Types von Andesiten auch östlich des Zvolen-Beckens stattgefunden hatte. Eine mächtige Zufuhr von Tuffitischem Material beendete möglicherweise die Entwicklung des Taxodium-Sumpfes. Die Kohlen-Einlagerungen im Liegenden dieses tuffitischen Komplexes bestimmen auch indirekt sein Alter als Sarmat-Unterpannon.

Für das Studium des Vulkanismus erscheint als wichtig die Lage von saueren Tuffiten, welche reich an Biotit sind. In den auflagernden Tuffiten befinden sich häufige $\beta$-Quarze. Wahrscheinlich signalisieren sie die Eruption von Rhyoliten. Ihre Muttergesteine sind uns bisher nicht bekannt. Die Etappe VI und VII entspricht der Zusammensetzung ihrer Schwermineralien-Fraktion nach wahrscheinlich den Andesiten „pab".

In den Peripherien des vulkanischen Körpers sind tuffitische Sedimente mit hohem Gehalt von Biotit, Bimssteinen abgelagert. Die Analyse ihrer Mineral-Assoziation weist darauf hin dass die Lage zwischen 82—85 m (VIII) auf die Eruption von biotit-amphibolischen Andesiten hindeuten könnte (Untertyp Krahule) (F. Fiala 1957) welche häufige Agglomerate enthält. Die Material-Zufuhr dieser Eruption ermöglichte die Enstehung von kleinen Seen mit Bildung von Diatomaceae in der Umgebung von Sielnica sowie auch bei Dúbravica.

Die Etappe X bedeutet einen starken Abtrag von den zentralen Partien des Gebirges. Es ist ein relativ sehr junges Sediment, welches das Hangende der Diatomit-Lagen bildet. Diese tuffitischen Sedimente identifizieren keine neue vulkanische Äusserung, sind aber ein Sediment aus dem umgelagerten Material, welches von zerlegten vulkanischen Körpern abgetragen wurde.

Petrographisch ist scharf ausgeprägt die Lage von graublauen sandigen Tuffiten (8—13 m). Durch ihren hohen Gehalt von Hypersthenen (64 %) und Augiten (14 %) repräsentiert sie die Abtragung von pyroxenischen Andesiten, die meistens auf die Kamm-Partien des Kremnicaer Gebirges konzentriert sind.

Bei der Korrelation der tuffitischen Sedimente mit Eruptivgesteinen des Kremnicaer Gebirges ist eine Tatsache auffällig, dass die tuffitischen Sedimente keine Mineral-Assoziation aus älteren pyroxenischen Andesiten enthalten (F. Fiala's I. Gruppe), nur Mineralien, welche der II. Gruppe entsprechen, den sog. Andesiten ohne Propylitisierung mit häufigen begleitenden Pyroklastika. Dies kann mehrere Ursachen haben, von denen die paläogeographische Modellierung des Geländes als die wahrscheinlichste erscheint. Ich nehme an, dass in der Zeit der Eruption der Andesite der I. Gruppe der mesozoische Untergrund des gegenwärtigen Zvolen-Beckens ein emporgehobenes Festland war. Erst später, vielleicht während der Eruptionen der Andesite der II. Gruppe veränderte sich die Gestaltung des Geländes insofern, dass auf den mesozoischen Untergrund sarmatisches Meer (?) transgredierte. Dieses Milieu ist nich tief und nach den Sedimenten der Transgression ändert es sich in eine sumpfige, morastige Landschaft, mit Buchenwäldern an den Ufern. Eine intensive Abtragung von den angehäuften pyroklastischen Aufschüttungen von der Eruption der Gruppe „pab" in der Umgebung beendete die sumpfige Entwicklung.

Aus der erwähnten Analyse ist ersichtlich, dass wir die tuffitischen Sedimente im Zvolen-Becken zum Grossteil nich als synvulkanisch betrachten können. Ich möchte bemerken, dass die Alterseinstufung der tuffitischen Sedimente nach Sporomorphen nur der Entstehungszeit der tuffitischen Lagen und nich dem Alter der Eruptionen entspricht. Diese spielten sich früher ab und aus ihren denudierten Körpern sind die Sedimente des sich bildenden sarmatischen bis pannonischen Beckens entstanden. Die See-Sedimentation hört auf nach der Ablagerung der Lagen von Diatomiten und auflagernden Tuffiten. In den tuffitischen Ablagerungen aus der Umgebung von Sielnica in der Bohrung P-2 machte sich der Einfluss von Rhyoliten und Rhyodaziten überhaupt nicht bemerkbar (IV. Gruppe nach F. Fiala), die hauptsächlich am Westrand des Gebirges im Raume von Slaská vorhanden sind. Ähnlich fehlen auch Sedimente, welche einen Ursprung aus baltoiden Andesiten und andesitoiden Basalten andeuten.

Übersetzt von J. Pevný

Geologické práce, Správy | 63 | str. 159—164 | GÚDŠ | Bratislava | 1975

IVONA ŽÚRKOVÁ

# TĚŽKÉ MINERÁLY V CIĘŻKOWICKÉM PÍSKOVCI GODULSKÉHO PALEOGÉNU SLEZSKÉ JEDNOTKY

(1 tab. a 1 obr. v texte)

Abstract. The study is a contribution to the differentiation of sandstone (the Godula Paleogene of the Silesian unit; Paleocene — Eocene?) and to the possible correlation of the heavy minerals of the Ciężkowice sandstone with the biotite facies of the Soláň formation (Paleocen) of the Magura flysch.

V pásmu flyšových Karpat se na území našeho státu projevuje ciężkowický pískovec jako morfologicky výrazné pásmo, táhnoucí se SV směrem geomorfologickým celkem Moravskoslezských Beskyd, jablunkovské brázdy a slezských Beskyd.

Tvoří většinou morfologicky vypreparovaná pásma z podmenilitového souvrství godulského paleogénu slezské jednotky.

Ciężkowický pískovec byl původně popsán Walterem a Dunikowskim (1883) od Ciężkowic v Polsku. Později byly tímto názvem označovány pískovce různé stratigrafické i regionálně tektonické příslušnosti. Tak např. na území ČSSR v magurské skupině flyšové Andrusov (1928) takto označuje vrstvy, které v roce 1949 Matějka—Roth nahrazují názvem vrstvy soláňské (Matějka—Roth 1956). Různými záměnami pronikl ciężkowický pískovec do literatury i pod jménem hrádecký (grudecký) pískovec, podle Hrádku u Jablunkova (Paul—Tietze 1877; in Roth et al., 1962). Ciężkowickému pískovci této oblasti byla také na československém území věnována největší pozornost. Soustavný výzkum a nové poznatky přispěly k postupnému upřesnění ciężkowického pískovce jak ve smyslu jeho rozšíření, tak stratigrafického rozsahu. V roce 1949 Matějka—Roth (lit. b) přeřazují Paulem a Tietzem vymezený „hrádecký pískovec" k istebňanským pískovcům a břidlicím godulské serie. Podle těchto autorů Uhligem mapovaný hrádecký pískovec náleží istebňanským vrstvám, břidličnému eocénu a jeho pískovcovým polohám, dále krosněnským vrstvám godulské serie a eocenním soláňským vrstvám magurského příkrovu. V roce 1962 (in Roth et al.) byly ve vysvětlujícím textu ke geologické mapě 1 : 200 000 — Ostrava — popsány v pískovcových pásmech ciężkowického pískovce dva typy. Typ hrádecký a typ bukowecký. Podle nejnovějších výzkumů Menčík (1970a) řadí Rothův ciężkowický pískovec "bukoweckého typu" k istebňanským vrstvám. Činí tak na základě superpozice, kdy tento pískovco-slepencový pruh ze střední části 50ti metrového peli-

RNDr. I. Žůrková, Ústřední ústav geologický, Brno

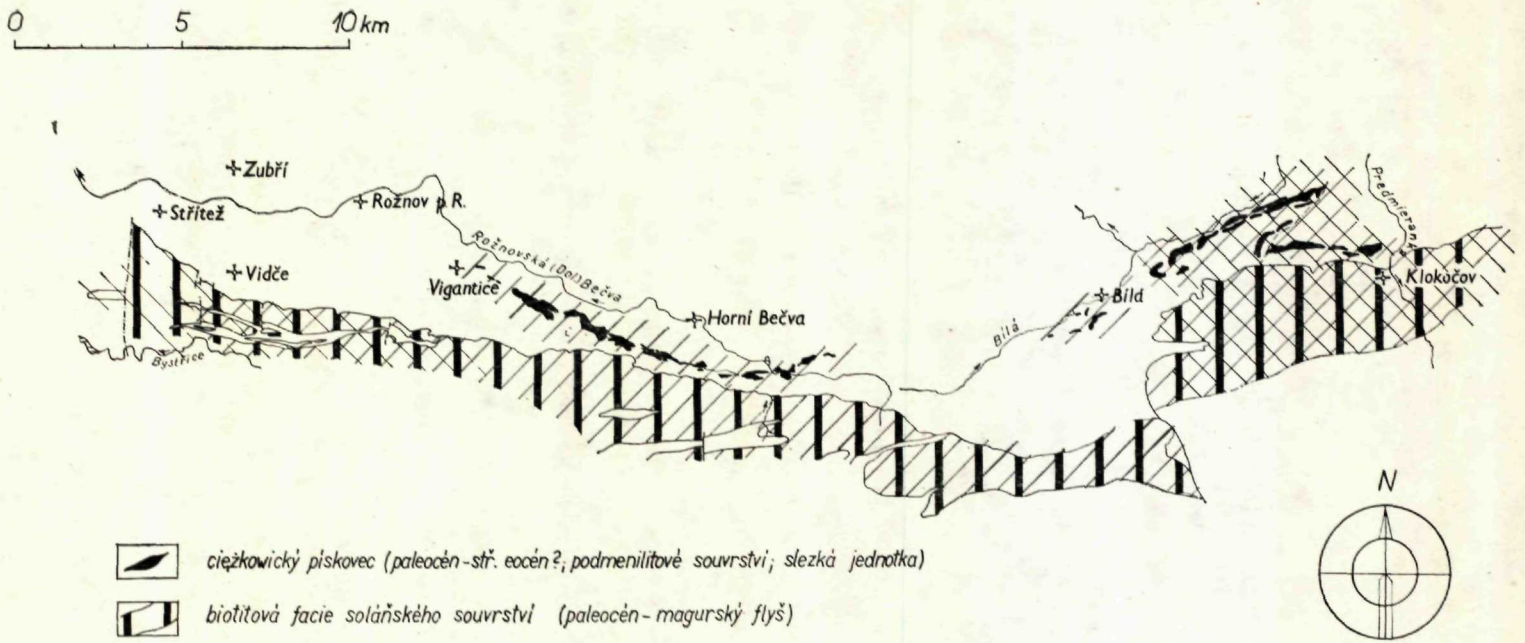



Schéma mineralogických zón v ciężkowickém pískovci a v biotitové facii soláňského souvrství

tického komplexu leží pod první polohou rudohnědých jílovců, které jsou všeobecně přijímanou hranicí mezi istebňanskými vrstvami a godulským paleogénem (Matějka—Roth 1949, 1952). Podle Menčíka ciężkowický pískovec na mapě 1 : 25 000 Návsí a Jablunkov stratigraficky odpovídá paleocénu. Autor na mapě Návsí v podmenilitových vrstvách godulského paleogénu slezské jednotky vysledoval dvě polohy (spodní a svrchní) ciężkowického pískovce. Obě odpovídají svým litologickým charakterem výše zmíněnému ciężkowickému pískovci hrádeckého typu. Pískovcová, eventuálně slepenco-pískovcová pásma mají podle Matějky—Rotha (1949), Menčíka (1970 a,b) flyšový ráz. Střídají se ve středně až hrubě rytmických cyklech s nepodstatnými proplástky černých proměnlivě písčitých jílovců, jílovitých jemnozrnných pískovců a prachovců s pravidelně rozptýleným uhelným pigmentem. Pískovce jsou modrošedé a bělošedé, arkózové, středně až hrubě zrnité, místy i drobně slepencové, vápnité i nevápnité. Autoři dospívají k názoru, že celkovým petrografickým složením a rázem sedimentace se blíží pískovcům vrstev istebňanských.

Při geologickém mapování v letech 1948—1949 Matějka—Roth (1970), Pesl (1970) a Menčík vymezili do pracovních map výchozy skalního podkladu ciężkovického pískovce a podle těchto map byl rovněž proveden odběr vzorků. Pásmo se táhne od Dolní Bečvy — Vigantic přes Bílou, Klokočov až k Jablunkovu a dále na sever k Návsí. Pro okolí Rakové nejsou k dispozici geologické podklady, z toho důvodu nebyly v této části ciężkowické pískovce zpracovány.

Při terénních odběrech jsem zjistila, že vymezený ciężkowický pískovec není z litologického hlediska jednotný. Západně od obce Bílá je to světlešedý nebo bělavěšedý, světle rezavěhnědě až růžově zvětrávající jemno až hrubozrnný arkózový pískovec s obsahem valounků a úlomků křemene, živců, zuhelnatělého organického materiálu a slíd. Na východ od Bílé tento typ pískovce pokračuje, zdá se, v jižnějších vymezených pruzích přibližně až k osadě Borsučí (cca 4 km zsz. od Klokočova). V severnějším pruhu východně od obce Bílá a dále k východu se míchá s pískovcem špinavě zelenavě šedým, rezavěhnědě zvětrávajícím jemno až hrubozrnným, s proměnlivým obsahem valounků a úlomků křemene, většinou zvětralých živců, šedých a šedozelených jílovců. Tento typ je spíše drobového vzhledu, obsahuje větší množství jílovité komponenty. Rozlišení bylo provedeno pouze na základě odebíraných vzorků. U části z nich, především v okolí Bílé, bylo těžko rozhodnout ke kterému zmíněnému typu náleží vzhledem k jejich silnému zvětrání.

Těžké minerály byly stanoveny ve frakci 0,06—0,25 mm. Z celkového podílu těžké frakce byly průhledné těžké minerály přepočteny na 100 % z počtu zrn. Zjištěna byla obvyklá asociace charakteristická pro flyšové sedimenty s granátem, zirkonem, turmalínem a rutilem jako hlavní složkou. V podřadném množství vystupuje apatit, anatas, picotit, chloritoid a vzácně staurolit a disthén. Pouze vzácně byl v zanedbatelném množství zaznamenán obecný amfibol (do 1 %). Opákní minerály reprezentuje ilmenit, limonit, pyrit, leukoxen a magnetit. Ojediněle se v těžké frakci objevuje také biotit.

Z hlediska kvantitativních změn v zastoupení průhledných těžkých minerálů lze ciężkowický pískovec rozdělit do dvou zón. Od Dolní Bečvy — Vigantic po obec Bílá je to zóna zirkonová, charakterizovaná převahou zirkonu nad ostatními podstatně zastoupenými těžkými minerály, především nad granátem. Zvýšený je také podíl turmalínu a rutilu. V nepodstatném množství,

Tab. I

| Těžké minerály | Vigantice ← Bílá | Bíla → Klokočov | Návsí |
|---|---|---|---|
| | zirkonová zóna | smíšená zóna | |
| | | s převahou granátu | s převahou zirkonu |
| | ø — % min. % max. % | ø % min. % — max. % | ø % min. % — max. % |
| zirkon | 51 28—76 | 21 1—62 | 30 12—69 |
| granát | 12 0—31 | 53 5—86 | 40 0—79 |
| turmalín | 17 5—44 | 11 1—58 | 7 1—27 |
| rutil | 20 5—45 | 44 4—43 | 22 6—45 |
| ostatní | 1 0—3 | 1 0—7 | 1 0—3 |

ale dosti často se zde vyskytuje anatas a picotit; chloritoid, staurolit a disthén jen vzácně. Zirkón zjišťujeme v množství od 28 do 76 %, ø 51 %, granát 0—31 %, ø 12 %; turmalín 5—44 %, ø 17 %; rutil 5—45 %, ø 20 %; ostatní 0—3 %, ø 1 %.

Od Bílé na východ pokračuje smíšená granát-zirkonová zóna s převahou granátu v okolí Klokočova a mírnou převahou zirkonu v okolí Návsí. Spolu s granátem se častěji objevuje i apatit, jehož obsah dosáhl v jednom vzorku až 7 % a jeho největší koncentrace je v blízkém okolí Klokočova. V západní části této smíšené zóny se pohybují hodnoty zirkonu od 1—62 %, ø 21 %; granátu 5—86 %, ø 53 %; turmalínu 1—58 %, ø 11 %; rutilu 4—43 %, ø 14 %; ostatních těžkých minerálů včetně apatitu 0—7 %, ø 1 % (z toho apatit sám 0—7 % ø do 1,5 %). Ve východní části smíšené zóny (okolí Návsí) jsou obsahy zirkonu 12—69 %, ø 30 %; granátu 0—79 %, ø 40 %, turmalínu 1—27 %, ø 7 %; rutilu 6—45 %, ø 22 %; ostatních 0—3 %, ø 1 %. Tak jako v zirkonové zóně i zde častěji v nepodstatném množství zaznamenáváme anatas a picotit.

Nasledující tabulka podáva přehled průměrných hodnot těžkých minerálů. Rozdělena je podle mineralogických zón.

## Závěr

Na základě zhodnocení těžkých minerálů lze ciężkowický pískovec rozdělit do dvou mineralogických zón. Je to zóna zirkonová, zastoupená v pásmu táhnoucím se od Dolní Bečvy — Vigantic přibližně k obci Bílá a zóna smíšená, na východ od Bílé s výraznou převahou granátu, v oblasti Návsí v průměru s mírnou převahou zirkonu (tabulka 1).

Přesto že nemůžeme za dnešního stavu prozkoumanosti ciężkowického pískovce stanovit, probíhají-li mineralogické změny v čase nebo v prostoru, přikláním se spíše k druhé alternativě. Vede mne k tomu zjištění, že i v sousední biotitové facii soláňského souvrství magurského flyšového pásma existují tři mineralogické zóny (zirkonová, granátová a smíšená; Žůrková 1972). Za najzávažnější považuji:

1. zjištění litologických změn, kdy bělavě šedý světle rezavě až růžově zvětrávající arkózový pískovec přechází od západu k východu východně od Bílé do špinavě hnědo šedého pískovce drobového vzhledu. V prostoru Jablunkov — Návsí je pískovec opět arkózový.

2. zjištění prostorové návaznosti mineralogických změn mezi ciężkowickým pískovcem a zmíněnou současně zpracovávanou biotitovou facií (obr. 1). Probíhají SJ směrem přibližně při linii Bílá — Vyš. Kelčov. Na západ od této hranice vymezuji pro oba litostratigrafické celky výrazně zirkonovou zónu, na východ smíšenou granát — zirkonovou zónu. Přibližne u Dolní Bečvy —Vigantic mizí morfologicky výrazné skalky ciężkowického pískovce; jižně od Vigantic v biotitové facii soláňského souvrství přechází zirkonová zóna směrem na západ přes smíšenou do výrazně granátové. Západněji, zhruba mezi Střítežĺ a Pasekami — sv. Bystřičky — je poměrně ostré sj. ukončení hlavní masy biotitové facie. (Pesl — referát u příležitosti oslav 25. výročí založení pobočky ÚÚG v Brně — se dříve domníval, že dále na západ biotitová facie mizí a objevuje se opět v hostýnské oblasti. Petrografickým výzkumem v roce 1969 — Žůrková 1972 — byla její existence potvrzena i na listu Valašské Meziříčí. Biotitová facie je zde rovněž granátová, avšak značně redukovaná.)

Předpokládám příčné primární členění sedimentačních prostor jak v magurské skupině flyšové (v biotitové facii soláňského souvrství), tak ve slezské jednotce (v době sedimentace podmenilitového souvrství, specielně ciężkowického pískovce) a laterální transport ze stejné provenientní oblasti. Pro biotitovou facii pak předpokládám navíc silný vliv longitudinálního transportu, při němž došlo k rozplavování jemného jílovitého kalu a značného množství biotitu. Vzhledem ke snadné transportaci biotitu je možno hledat jeho zdroj kdekoliv na vnitřní straně kordillery. Tento předpoklad bude nutno v budoucnu podpořit studiem proudových stop. V magurském flyši se tímto problémem zabýval Kystek in Pesl—Krystek (1965). Měřením mechanoglyfů sice prokázal jejich nejednotnou orientaci (podélné, příčné i kosé směry) ale počet měření je malý a bude nutno této problematice věnovat větší pozornost.

Vzhledem k tomu, že mineralogické změny přesně dochovávají SJ směr v několika oblastech, soudím, že v době tvorby příkrovů při tektonických pohybech těchto dvou litostratigrafických celků nedošlo k jejich vzájemnému Z—V horizontálnímu posunutí.

Vyslovené paleogeografické předpoklady jsou předběžné. Studií těžkých minerálů v ciężkowickém pískovci je sledováno především zajištění předstihu ve zpracování, což umožní v příštích letech korelaci mezi okrajovým pásmem soláňského souvrství v magurském flyši a některými litostratigrafickými členy slezské jednotky v pásmu Moravskoslezských Beskyd.

Do tlače odporučil T. Ďurkovič

## LITERATURA


ANDRUSOV, D. 1928: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat. I. Příspěvek k poznání paleogénu severozápadních Karpat. Věst. Stát. geol. Úst., IV, s. 167 až 189. Praha.

DUNIKOWSKI, E.—WALTER, H. 1883: Geologiczna budowa naftonosnego obszaru zachodniogalicyjskich Karpat. Cz. II. Kosmos, Ser. B. Przyr. nieżyw., T. 8. s. 309—401.

MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1949a: Předběžné poznámky ku geologii Moravskoslezských Beskyd. Sbor. Stát. geol. Úst., Odd. geol., XVI, s. 293—328. Praha.

MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1949b: O „hrádeckém pískovci" Slezských Beskyd. Věst. Stát. geol. Úst., XXIV, s. 45—56. Praha.

MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1952: Příspěvek ke geologii povodí Horní Ostravice v Moravskoslezských Beskydech. Sbor. Ústř. geol., Odd. geol., 19, s. 621—646. Praha.

MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpr. Ústř. Úst. geol., 22. Praha.

PESL, V.—KRYSTEK, I. 1965: Ergebnisse Fazialanalyse und sedimentologischen Studien im Paläogen des westlichen Teils der Magura — Flysch — Gruppe (Westkarpaten). Geol. Rdsch., 55, s. 643—656. Stuttgart.

MENČÍK, E. 1970a: Vysvětlivky ke geologické mapě list M-34-86-B-c Jablunkov. Manuskript — Geofond č. 22 300. Praha.

MENČÍK, E. 1970b): Vysvětlivky ke geologické mapě list M-34-86-B-a Návsí. Manuskript-Geofond č. 22 301. Praha.

ŽŮRKOVÁ, I. 1972: Litologická a sedimentologická studie sedimentů magurského flyše v oblasti Valašské Meziříčí — Rožnov — Velké Karlovice. Manuskript-Geofond č. 23 186. Praha.

| Geologické práce, Správy | 61 | str. 165—171 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

KAROL KAROLUS — OTO MIKO

# KRYŠTALINIKUM V PODLOŽÍ NEOVULKANITOV POHRONSKÉHO INOVCA PRI NOVEJ BANI

(2 tabuľky na kriede, 1 obr. v texte)

Abstract. A deep structural borehole GK-13 situated on the northeastern periphery of the town Nová Baňa penetrated through neovolcanic complexes, through the younger Paleozoic of the Choč Unit, and the mantle (?) Mesozoic to a depth of 1906,0 m. There it reached a crystalline basement, formerly unkown to crop out anywhere in the Pohronský Inovec Mts. It is the lowermost part of a high elevated tectonic block — the Kohútovo horst. The crystalline rocks comprise crystalline schists (diaphthorites), green schists, dynamometamorphosed granitoid rocks, aplitic granites and aplites. In more places are crystalline rocks penetrated with veins of neovolcanic rocks. Basing upon the existing data, the basement may be regarded as the western continuation of the Vepor crystalline rocks.

## Úvod

Hlboký štruktúrny vrt GK-13 situovaný na sv. okraji Novej Bane reprezentuje významný geologický profil. Získané údaje znamenajú prínos k znalostiam o geologickej a štruktúrno-tektonickej stavbe pohoria Pohronský Inovec.

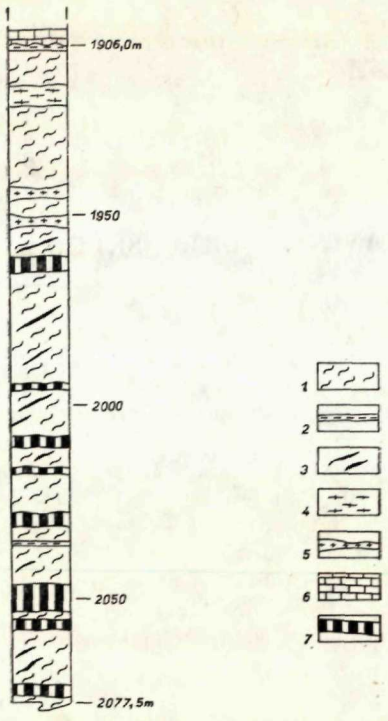
Vrt prenikol komplexmi neovulkanitov, mladšieho paleozoika (chočská tektonická jednotka) a obalového (?) mezozoika. V hĺbke 1906,0 m zasiahol neznámy, v Pohronskom Inovci nikde na povrch nevystupujúci kryštalinický komplex, ktorý siaha až do hĺbky 2077,5 m, kde bolo ďalšie hĺbenie zastavené.

Profilom vrtu GK-13 boli zistené tieto typy hornín kryštalinika:

1. Kryštalické bridlice
   a) diaftority pararúl svorového až fylonitického typu
   b) diaftority amfibolitov (?) typu zelených bridlíc
2. Tektonické brekcie
3. Granitoidné horniny
   a) granity až granodiority
   b) aplitické žuly až aplity

Súvislý profil kryštalinikom bol niekoľkokrát (v hĺbkach 1961,0—1965,0; 1994,2—1995,7; 2007,8—2010,5; 2016,0—2017,3; 2027,7—2031,1; 2046,3—2053,1; 2055,3—2058,1 a 2072,5—2076,4 m) prerušený, preniknutý subvulkanickými telesami intermediárnych neovulkanitov.

RNDr. K. Karolus, CS., P. g. O. Miko, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1. Bratislava




Obr. 1 Geologický profil kryštalinikom vo vrte GK — 13 (Nová Baňa).
1 — diaftority pararúl svorového až fylonitického typu;
2 — diaftority amfibolitov (?) typu zelených bridlíc;
3 — sekrečný kremeň;
4 — granity až granodiority;
5 — aplitické žuly až aplity;
6 — mezozoikum;
7 — telesá neoidných subvulkanitov

Na profile kryštalinikom (obr. 1) vidno, že prevládajúcim horninovým typom sú tu diaftority pararúl. Sú výrazne deformované, plocha kryštalizačnej bridličnatosti je prevažne uklonená pod uhlom 30—45°. Lokálne alpínske tektonické porušenie kryštalických bridlíc dosiahlo až taký stupeň, že horniny nadobudli vzhľad tektonickej brekcie (napr. v hĺbkach 1954,2—1954,3 m a 2064,5—2065,7 m). Sekrečný kremeň sa vo väčšom množstve objavil najmä v hĺbkach 1959,8; 1978,0, 1981,5; 1985,5; 2004,0 m a i.

Diaftoritizované amfibolity (?) sa nachádzajú iba v najvrchnejšej časti profilu (1906,0—1907,0 m); 30 cm poloha chloritickej bridlice bola objavená tiež v hĺbke 2035,1 m.

Veľmi intenzívne kataklasticky postihnuté granity až granodiority boli prevŕtané v hĺbke 1915,5—1922,0 m. Im príbuzné aplitické žuly až muskovitické aplity vystupujú o niečo nižšie — v hĺbkach 1942,3—1946,5 m a 1949,3—1953,5 m.

Na všetkých vyššie uvedených typoch hornín možno pozorovať najmä vplyv alpínskej tektonodeformačnej premeny, následkom ktorej okrem výrazného zbridličnatenia horniny vznikli aj mylonitické, dynamofluidálne (prejavujúce sa hlavne „obtekaním" sľudových minerálov a chloritu okolo šošoviek kremeňa), okaté, šmuhovité a brekciovité textúry. Neskôr subvulkanické neoidné horniny vnikli do trhlín a oslabených zón. Drobné trhlinky, ktoré často vytvárajú v hornine hustú sieť, boli počas hydrotermálnej fázy vyplnené chloritom, minerálmi epidot-zoizitovej skupiny, karbonátmi a sulfidmi.

## Stručná petrografická charakteristika hornín kryštalinika

### Kryštalické bridlice

*a) Diaftority pararúl svorového až fylonitického typu*

Majú prevažne sivozelenkastú farbu, sú drobnozrnné až strednozrnné. Niektoré variety sú svetlejšie, s väčším množstvom kremeňa. Textúra je lineárno-

plošne paralelná. Mladšie tektonodeformačné procesy a s nimi spojená diaftoréza poznamenali textúru týchto hornín. Pri metamorfnej diferenciácii pôvodne homogénnej hmoty vznikli v nich nepravidelné šošovky, hniezda, pásiky a často i hrubšie polohy kremeňa. Chloriticko-sericitická (muskovitická) základná hmota potom kremeň „obteká"; plochy bridličnatosti sú nerovné. V homogénnejších varietách je však výrazná bridličnatosť, jej sklon je 30—45°.

V podstatnom množstve je zastúpený kremeň, v intenzívne porušených typoch podrvený až na „maltu", miestami rekryštalizovaný. Plagioklas je silne porušený, sericitizovaný, často zachovaný iba v zbytkoch, má bázicitu oligoklasu. K-živec — ortoklas poikiloblasticky uzatvára kremeň, plagioklas a sericit. Nachádza sa tu veľké množstvo chloritu, prevažne ide o sekundárny produkt premeny biotitu a granátu (tab. XXXVII, obr. 1). Je tiež vo výplni mladších trhliniek (penín). Zvyšky biotitu sa vyskytli iba ojedinele. Lupienky muskovitu dosahujú veľkosť 1 mm, novotvorený je väčší. Minerály epidoticko-zoizitovej skupiny tvoria zhluky, sú vo výplni dynamofluidálnych pásikov a trhliniek. V akcesorickom množstve je prítomný magnetit, granát, zirkón, apatit, titanit, rutil — sagenit, pyrit a turmalín. Miestami je viacej limonitu, resp. tmavých vylúčenín kysličníkov a hydrátov Fe a Ti. Štruktúra hornín je heteroblastická, lepidogranoblastická, granoblastická a granolepidoblastická, v prípade výskytu väčších porfyroblastov granátu porfýroblastická; v porušených úsekoch kataklastická, mylonitická, dynamofluidálna a maltovitá. Z urobeného štúdia vyplýva, že v prevažnej miere ide o diaftority s rôznym pomerom zastúpenia chloritu a sericitu (resp. muskovitu).

*b) Diaftority amfibolitov (?) typu zelených bridlíc*

Ide o tmavosivo-zelené až čierne, jemnozrnné — lupeňovité horniny s nevýraznou lineárno-plošne paralelnou textúrou. V prevažne chloritickej základnej hmote miestami vidieť svetlejšie zrná porušených živcov (do 1 mm). Štruktúra týchto hornín je lepidoblastická, nematogranolepidoblastická dynamofluidálna. Podstatnou zložkou týchto hornín je chlorit, veľmi intenzívne porušený živec (hlavne saussuritizovaný), ďalej sericit a minerály epidoticko-zoizitovej skupiny. Vo vzorke z hĺbky 1906,8—9 m boli nájdené zvyšky amfibolov. Ojedinele boli pozorované: kremeň, apatit, zirkón, titanit, pyrit, albit a karbonáty.

## Tektonické brekcie

Vznikli najintenzívnejším tektonodeformačným porušením kryštalických bridlíc, ich úplným rozdrvením až na brekciu. Boli pozorované v hĺbkach 1954,2—3 m a 2064,5—2065,7 m. Majú tmavočierno-zelenkastú farbu. V základnej chloriticko-sericitickej osnove „plávajú" porfyroklasty kremeňa a živcov. Drť svetlých minerálov („malta") tvorí v hornine tiež šmuhy. Textúra hornín je brekciovitá, šmuhovitá; štruktúra porfyroklastická s mylonitickou a maltovitou základnou hmotou (tab. XXXVII, obr. 2). Minerálne zloženie tektonických brekcií je obdobné ako v kryštalických bridliciach — diaftoritoch svorového až fylonitického typu.

Granitoidné horniny

*a) Granity až granodiority*

Tento typ hornín bol vrtom preniknutý v hĺbke 1915,5—1922,0 m. Sú to strednozrnné až hrubozrnné horniny (zrná do 0,5 cm), výrazne tektonicky porušené. Všesmerne zrnitá textúra sa takto stala nevýrazne usmernenou. Pôvodná hypidiomorfne zrnitá štruktúra hornín je zmenená na kataklastickú, porfyroklastickú až maltovitú, ojedinele dynamofluidálnu (tab. XXXVIII).

Kataklasticky porušené zrná kremeňa sú lokálne rozdrvené až na „maltu"; tiež plagioklas je intenzívne porušený, sericitizovaný až muskovitizovaný. K-živec (ortoklas) je často zmenený v šachovnicový albit. Plagioklas prevláda nad K-živcom. Biotit je zachovaný iba v zvyškoch, prevažne je zmenený na chlorit. Muskovit tvorí veľké (do 3 mm) lupienky. Prítomné sú i minerály epidoticko-zoizitovej skupiny, v akcesorickom množstve apatit a zirkón.

*b) Aplitické žuly až aplity*

Rovnomerne zrnité, drobnozrnné až strednozrnné aplitické žuly až muskovitické aplity sa objavili dvakrát, a to v hĺbkach 1942,3—1946,5 m a 1949,3—1953,5 m. Sú to svetlé horniny, bohato je v nich zastúpený muskovit. Textúra je všesmerne zrnitá, badať však i na nej zmeny spôsobené tektonodeformačnými procesmi. Štruktúra je panallotriomorfne zrnitá, v porušenejších úsekoch kataklastická. V hornine prevláda plagioklas, postihnutý sericitizáciou. K-živec je albitizovaný (za vzniku šachovnicového albitu), často písmenkovite prerastá s kremeňom. Okrem muskovitu sa tu nachádza i chlorit, tvoriaci tiež výplň trhliniek. V akcesorickom množstve sú minerály epidoticko-zoizitovej skupiny, rutil, zirkón, apatit a pyrit.

**Petrografické závery**

Petrografickým štúdiom hornín kryštalinika z vrtu GK-13 sme zistili, že vo vrtnom profile sú v najväčšej miere zastúpené kryštalické bridlice svorového až fylonitického typu. Tektonodeformačnými procesmi sú porušené, diaftoritizované, predpokladáme však, že ich pôvodný charakter utvorený pri regionálnej metamorfóze bol pararulový. Prekonali regionálnu metamorfózu (pravdepodobne až do fácie almandinických amfibolitov), diaftorézu, spôsobenú alpínskymi tektonodeformačnými procesmi, a je na nich tiež badateľné pôsobenie hydrotermálnych roztokov — môžeme ich teda považovať za polymetamorfity. V dôsledku veľmi intenzívnej prestavby hornín, ktorá miestami úplne zotrela ich pôvodný ráz, nevylučujeme možnosť, že sčasti mohli vzniknúť i dynamometamorfnou premenou granitoidných hornín. Vcelku môžeme konštatovať, že ide o obdobné horniny, aké opísal E. Krist (1968) zo Štiavnického ostrova.

Do komplexu kryštalických bridlíc zaraďujeme aj horniny typu zelených bridlíc. Považujeme ich za diaftoritizované deriváty amfibolitov.

Granity až granodiority, intenzívne kataklasticky porušené, „podrvené", tvoria iba 6,5-metrový interval v profile vrtu. Vzhľadom na ich minerálne

a chemické zloženie, ako aj stupeň porušenia ich považujeme za analogon „vyhnianskej drvenej žuly", ktorú opísal J. Šalát (1954). Chemické zloženie aplitických žúl až aplitov, podobné zloženiu granitov — granodioritov (tabuľka 1), svedčí o ich vzájomnej príbuznosti.

Z ďalších procesov, vedúcich k prestavbe hornín, treba spomenúť ešte mladšie tektonické pohyby, spôsobujúce otváranie trhlín a vznik oslabených zón, ktoré využili jednak subvulkanické telesá neovulkanitov pre svoj prenik, ako aj hydrotermálne roztoky. Kontaktný účinok neovulkanitov na kryštalické bridlice nebol pozorovaný. Mladšie granodiority až diority banatitovej intrúzie, opisované z oblasti Banskej Štiavnice, vo vrte GK-13 neboli zistené.

Mineralogicko-petrografickú charakteristiku jednotlivých typov hornín kryštalinika z vrtu GK-13 doplňujeme nasledovnou tabuľkou chemických analýz:

Chemické analýzy hornín kryštalinika z vrtu GK — 13 (Nová Baňa) Tab. 1

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 34,42 | 57,16 | 60,30 | 68,00 | 69,00 |
| $TiO_2$ | 1,12 | 1,00 | 0,76 | 0,43 | 0,25 |
| $Al_2O_3$ | 20,75 | 20,19 | 16,89 | 14,94 | 15,06 |
| $Fe_2O_3$ | 5,90 | 1,85 | 1,70 | 1,29 | 0,83 |
| FeO | 9,16 | 5,06 | 3,45 | 2,16 | 1,29 |
| MnO | 0,37 | 0,17 | 0,15 | 0,09 | 0,06 |
| MgO | 9,20 | 2,40 | 2,20 | 1,40 | 1,00 |
| CaO | 4,17 | 1,81 | 3,62 | 3,34 | 3,06 |
| $Na_2O$ | 0,50 | 1,48 | 2,28 | 3,88 | 3,92 |
| $K_2O$ | 2,96 | 3,82 | 2,80 | 2,08 | 2,24 |
| $P_2O_5$ | 0,36 | 0,19 | 0,23 | 0,17 | 0,20 |
| $H_2O^{-+}$ | 9,90 | 3,92 | 5,08 | 1,83 | 2,70 |
| $H_2O^-$ | 0,40 | 0,10 | 0,13 | 0,12 | 0,10 |
| $SO_3$ | 0,13 | 0,11 | 0,18 | 0,10 | 0,14 |
| Spolu | 99,34 | 99,26 | 99,77 | 99,83 | 99,85 |

1 — sericiticko-chloritická bridlica (1906,8—9 m); 2 — granáticko-chloriticko-muskovitický diaftorit svorového typu (2072,4—5 m); 3 — muskoviticko-chloritický diaftorit svorového typu (1970,4—5 m); 4 — dynamometamorfne postihnutý granodiorit (1917,4—5 m); 5 — aplitická žula až aplit (1952,2—3 m);
Analyzovala H. Prokeinová, GP Spišská Nová Ves, laboratórne stredisko Turčianske Teplice.

## Štruktúrno-tektonická pozícia kryštalinika

Pozícia kryštalinika zo štruktúrno-tektonického hľadiska je v tejto oblasti ojedinelá. Jeho paralelu možno nájsť v Štiavnickom ostrove. I horninová náplň kryštalinického podložia v tejto časti Pohronského Inovca je obdobná ako v oblasti Štiavnického ostrova. Ide pravdepodobne o západné pokračovanie veporského kryštalinika.

Zásluhou vrtu GK-13 bolo zistené, že študované kryštalinikum predstavuje najspodnejší komplex vysoko vysunutej tektonickej kryhy, ktorú v celkovom morfotektonickom pláne stredoslovenskej neovulkanickej oblasti treba považovať za hrásť. Predbežný názov kohútovská hrasť je uvádzaný už

v práci K. Karolusa—J. Vozára (1974). Na západ od nej sa nachádza v nižšej pozícii veľkolehotská kryha, ktorá má oveľa väčšie rozmery; na východe pozdĺž hronského prelomu je juhozápadné ukončenie žiarskej depresie taktiež v podstatne nižšej pozícii. Vzájomné vzťahy výškových amplitúd jednotlivých štruktúrno-tektonických prvkov sa opierajú o geologické profily hlbokých štruktúrnych vrtov, hĺbených vo veľkolehotskej kryhe (vrt GK-5 Veľká Lehota; K. Karolus et al. 1969) a v žiarskej depresii (vrt GK-9 Rudno nad Hronom). Medzi veľkolehotskou kryhou a kohútovskou hrásťou prebieha v meridionálnom smere novobansko-kľakovský tektonický systém (K. Karolus—J. Vozár 1973), ktorý sa na jeho východnom okraji kohútovskou hrásťou funkčne akcentuje tiež ako vulkanotektonická štruktúra. Na ňu sú viazané výstupy novobansko-žarnovických ryolitových telies, ktoré tvoria na východnom okraji Pohronského Inovca výraznú morfologickú dominantu, ako aj roje väčších-menších dajkových alebo neckových telies v blízkom susedstve. So štruktúrou súvisia tiež výstupy dacitov, amfibolicko-biotitických andezitov a ignimbritov intermediárneho zloženia (K. Karolus 1967, 1972). Úzky genetický vzťah s ňou má tiež novobanské zlato-strieborné zrudnenie.

Do tlače odporučil D. Hovorka

## LITERATÚRA

KAROLUS, K. 1972: Geologický a vulkano-tektonický vývoj pohoria Hronský Inovec a Kozmálovských kopcov. Zborník I. vedeckej geol. konferencie absolventov Univerzity Komenského. Abstrakty referátov. PFUK, s. 42—43. Bratislava.

KAROLUS, K. et al. 1967: Záverečná správa k listu 1 : 50 000 Nová Baňa a priľahlej časti listu 1 : 50 000 Zlaté Moravce. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

KAROLUS, K. et al. 1969: Záverečná správa o hlbokom štruktúrnom vrte GK — 5 Veľká Lehota. Čiastková záverečná správa za rok 1965—69. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

KAROLUS, K.—VOZÁR, J. 1974: Beitrag zur Kenntnis des Tiefenbaues der mittelslowakischen Neovulkanite und ihres Liegenden. Prednáška v tektonickej sekcii X. Kongresu KBGA, sekcia III. Bratislava (v tlači).

KAROLUS, K.—VOZÁR, J. 1974: Morphotektonischer Plan des Untergrunds der mittelslowakischen Neovulkanite. Sborník geol. věd, Geologie 26. 179—183, s. Praha.

KRIST. E. 1968: in Burian, J. et al. 1968: Záverečná správa: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov — oblasť Banská Štiavnica. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

ŠALÁT, J. 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša — Vyhne. Geologické práce, Zošit 39, s. 55—91. Bratislava.

Vysvetlivky k tabuľkám na kriede:

Tabuľka XXXVII

Obr. 1 Chloritizované granáty v diaftoritizovaných pararulách. Zväčšenie 25×, 1 nikol. Foto O. Miko.

Obr. 2 Porfyroklasticko-mylonitická štruktúra tektonických brekcií. Zväčšenie 20×, X nikoly. Foto O. Miko.

Tabuľka XXXVIII

Obr. 1 Granodiorit s kataklastickou až maltovitou štruktúrou. Zväčšenie 20×, X nikoly. Foto O. Miko.
Obr. 2. Porfyroklasticko-mylonitická, dynamofluidálna štruktúra intenzívne tektonicky postihnutých („drvených") granitov až granodioritov. Zväčšenie 15×, X nikoly. Foto O. Miko.

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 173—178 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

G. M. ZARIDZE

# THE MANIFESTATION OF METASOMATIC PROCESSES IN THE DEVELOPMENT OF THE GEOSYNCLINAL CYCLE

Abstrakt. Článok pojednáva o metasomatických procesoch vo vulkanických horninách, ktoré vznikli počas vývoja geosynklinály. Zaoberá sa najmä bázickým vulkanizmom a rudnou mineralizáciou naň viazanou. Danú problematiku hodnotí jednak všeobecne, jednak uvádza konkrétne príklady z pásmových pohorí Sovietskeho zväzu a Severnej Ameriky.

The dependence of the endogenous processes (magmatic-effusive and intrusive, metamorphic, metasomatic, ore-mineralization) on the geological development of the region is of no doubt. They proceed in a definite succession. There has been done much for the establishment of general regularities of magmatic processes in connection with the geological history of the definite structural unit of the Earth's Crust. In contrast to the magmatism little attention has been paid to the geological aspect of metasomatism. (Zaridze, Tatrišvili 1959, 1964, 1969; Zaridze, Kazachišvili et al. 1962; Zaridze 1967, 1968, 1970; Bagdasarov, Vasilevskij, Kazycin u dr. 1970).

We (Zaridze 1969, 1970) developed the classification of endogenous formations of orogenic regions, representing a generalized stage sequence scheme of the formation of different rock associations in connection with a continuous--discontinuous development of the geosynclinal system — from its generation to the formation of a folded-mountain region relatively balanced both in tectonic and magmatic-metamorphic respects.

Such a consideration of the generation of endogenous formations in the folded structures gives a possibility to conceive these formations not only as geological bodies with definite assemblage of associated rocks, but as products of development (transformation) of the preceding formations as well. Here we face the principle of the negation of negation, one of the rules of the development of the nature phenomena, expressing such a transformation of one quantitative condition into the other, when in a new quality are reproduced some characters of the old quality at a higher level.

Considering, in this aspect, the development of the endogenous processes it may be noted that in volcanic geosynclines from the sedimentary-tholeiite-basaltic formations, generated as a result of the intensive sedimentation and

* G. M. Zaridze, Geologičeskij institut skad. nauk Gruzinskoj SSR, ul. Rauchadze 1 Tbilisi.

volcanicity, and also the dunite-peridotite formations, originated later, at an early stage of the generation of a geanticline in a geosyncline (that is, the negation stage of the second structure by the first one, originated, in its turn, by the negation of an early pre-geosynclinal structure) the greenstone formations are formed. At the same time from dunite-peridotite formations an ultrabasite formation originates. These processes (spilitization, serpentinization, etc.) occur metasomatically.

About the metasomatic origin of serpentines in their original occurrence there is no particular disagreement as to the spilites and the keratophyres, associated with them, we share the opinion of their metasomatic genesis. The assumption of their origination directly from the superfluent magma is not proved. This can be seen from the fact that the glass of the matrix of some spilites has a basic composition; the normal calc-alkali rocks — diabases, porphyrites, tholeiite-basalts, andesites and others are associated with the spilites in many regions, which is often observed in the same lava body; plagioclases of original rocks, albitized to a different degree, often contained in the spilites in the same thin section together with a fully albitized plagioclase (albite), etc. (Zaridze 1970).

The idea of continuously proceeding reactions between the plagioclase, crystallized from the superfluent magma, and the melt under conditions of free diffusion toward the decrease of the anorthite component is not very likely because of quick cooling of the magma effused on the sea bottom, that excluded the chemical reactions between the crystals and the melt. Moreover, with an intratelluric crystallization of any mineral under conditions of the quick motion of the melt towards the surface, it is very difficult to admit chemical reactions between the mineral and the same melt. It is necessary to assume significant changes of the melt composition for these reactions.

The hypothesis of the transvaporization for the explanation of the genesis of spilites is incompetent (Koržinskij 1962) on the basis that the original volcanites undergo not only albitization of the basic plagioclase contained in them, but silicification, potassium feldspathization, etc., as well. The presence of subvolcanic (dyke) spilites, the development of spilites commonly in lower of the volcanic formations, testify against the transvaporization. The fact of absence of spilites in volcanites formed in the contemporary ocean beds, also excludes the transvaporization.

The following observations show the origination of spilites as a result of the development, mainly, of the sodic metasomatosis having, in certain places, an irregular character and developing selectively after the stopping of volcanism.

Together with wholly albitized original plagioclases (albites), the albitized to a different degree and non-albitized basic plagioclases are met in the same sheet, band of pyroclastics and even thin section.

The vitreous basis of a rock is almost always chloritized with isolation of an ore mineral. During the development of the silicium metasomatosis the chloritized matrix is subjected to silicification to a slight degree. The clinopyroxene contained in the rocks of this formation, often represented by the augite, is preserved fresh or is dissociated and altered into the amphibole and chlorite directly or after the amphibolization. There are cases of the origination of biotite from the hornblende.

As it is known, one of the most typical cases of the connection of ore deposition with magmatism is the connection of the chalcopyrite mineralization with the spilite-keratophyres (greenstone formation). There is an opinion, according to which during the period of formation of the effusive-sedimentary rock mass intra- and postvolcanic ore exhalations took place repeatedly on the sea bottom, that led to the formation of separate ore-beds corresponding to the sequence of volcanic activity. For the verification of this hypothesis the correspondence between the dykes and the ore bodies, the absence of the signs of metasomatic ore formation and any marked change of the roof, and also the presence of the fragments (pebbles) of the massive sulphide ores in the non-metalliferous tuffs are taken (Smirnov, Gončarova 1960).

In the North Caucasian sulphide deposits the dykes (subvolcanic diabases, diabase-porphyrites, etc.) forming a single formation with the greenstone rocks, are to some extent subjected to the sulphide mineralization, while in the dykes (quartz-porphyry, granite-porphyry) intersecting the ore, the sulphide mineralization is absent. The second dykes were formed as a result of the further influence on the same subvolcanic rocks of the superimposed mineralizing processes where the silicic and potassic metasomatosis, characteristic to Hercynian granitoids, played the main role. Thus, the latter process, being the post-ore sterile process, causes the desulphidization of the rock, if it had been partly sulphidized at the previous stage. It must be noted that an analogous sequence of the metasomatic ore deposition, contiguous in time, and the process of the potassium metasomatosis is observed in the Ktiteberda tungsten deposit in 1952 and in the Tyrnyauz tungsten — molybdenum deposit in 1957, in the North Caucasus.

As to the fragments of the massive sulphide ores in the supra-ore tuffs observed in the regions of the development of sulphide and polymetallic deposits as well (the North Caucasus, the Urals, Rudny Altai, etc.), they are the result of the selective ore bearing metasomatic process of the initial rocks (quartz albitophyres, spilites, sericite-chlorite schists, jaspers, etc.), minerals and fauna. The formation of different varieties of ores is observed, beginning with poor impregnations to massive ores, where the surviving remnants of the replaced rocks are contained in certain places.

Numerous polymetallic, pyrite and other deposits are known in Canada (Struct. geol. 1960). Their considerable bodies are considered to be hydrothermal-metasomatic according to many specialists. The metasomatic ore depositions depending on the metasomatic rock-formation has been noted.

Following data indicate the formation of the copper-nickel deposits of Sudbury (Ontario province, pre-Cambrian shield) in connection with the metasomatic rock-formation. The upper level of the nickeliferous intrusive is mainly represented by micropegmatite, and the lower level — by norite.

In the lowest part of the latter there are patches with the metasomatic quartz diorites, changing gradually into the norites. The considered intrusive occurs in the enclosing sedimentary-volcanic rocks mass, as a concordant lopolith. The mineralization (ore body) is confined to the lying side of the quartz-diorites, with remnants of initial rock surviving the dioritization.

One of the best characterized laminated intrusives (ethmolith) is the Skaergaard intrusive (Wager, Deer 1939). It is assumed that it has been formed as a result of crystallization differentiation of a basic magma with gravitational

grading of the early minerals. The elements contained in the magma have been distributed in different differentiates with a definite regularity. In particular, chromium and nickel have been concentrated in earlier differentiates, copper and lithium — in the following differentiates, and molybdenum, zircon, thorium, lanthanum and rubidium — in the latest differentiate (acid granophyre).

A regular, with deviations, vertical distribution of rocks and elements in the Skaergaard intrusive can be explained with a definite stand by the metasomatic differentiation (Zaridze 1970).

The further stage of the development of endogenous processes is expressed by a sharp increase of the temperature gradient and the pressure, caused accordingly by regional inflows of high-temperature solutions and by intensive tectonic stresses. This induces the transformation of the rocks of the ultrabasite formation into the higher-temperature dunitepyroxene-gabbro formation containing the relict sedimentary rocks. Apparently, at the same stage the progressive-regional-metamorphosed rocks of the high grade are originated.

The next break is fixed in the origination, in comparison with the previous, of relatively low-temperature gabbro-plagiogranitoid and gabbro-diorite-granitoid formations. They represent results of the magmatism manifestation and the following metamorphic, metasomatic and oremineralizing processes. In these formations there are, of course, the characteristic relict rocks that have survived the previous formations, in particular, the gabbros are inherited.

Then the formations are formed that qualitatively completely differ from all previous formations, namely: the formations of the granodioritegranite type. Their formation takes place under relatively low-temperature conditions by the metasomatic granitization, under the influence of potassium-silicium containing ascensive solutions, and also as a result of magma intrusion, formed because of metasomatic anatexis (magmatic replacement — magma formation). Nevertheless, the potassium spar granites of the given formation still contain transformed relicts of the previous formation, that has given rise to them by transformation. At the stage of the formation of granodiorite-granite formation a regional regressive metamorphic process of the enclosed metamorphites occurs. The diaphthoresis is spread on all survived rocks of the previous formations. Therefore, the diaphthorite formations, though being qualitatively different, contain relicts of loder quality.

The variety of different concrete diaphthorite formations depends on the structural-petrographic features of the substratum and its homogeneity and also on the intensity of the metasomatism and the superimposed retrograde metamorphic process.

It must be noted, that the stage of the co-folded granite-formation and the formation of the diaphthorites is the stage of disappearance of volcanic geosyncline (eugeosyncline) in the geosynclinal system. In other parts of the latter, in particular, in the terrigenous geosyncline (miogeosyncline), at this time an intensive development takes place, however, as it is known, it occurs according to a different plan, in comparison with the eugeosyncline.

During the orogenic stage of development of the geosynclinal system, corresponding to the time of formation of the folded-mountain structure. formations of small intrusions and dykes of varied, often granitoid composi-

tion arise, forming under geostructural conditions close (but not identical) to those of the granitoids of the geantiolinal stage. Relatively weak manifestations of silicium-alkaline metasomatosis and the hydrothermal ore-mineralization processes are usually connected with this stage.

After the origination of the formations of small intrusions, the tectonic processes decrease sharply (the post-orogenic stage). If the vertical movements of the crust are still fixed, then they are manifested in the graben-formation on a different scale. At this stage the simatic (basalt) magmatism (final, according to H. Shille) takes place. However, the abrupt change of the Earth's Crust, folded up in the folded-mountain structure, toward the siallite composition and its thickening stipulate the sharp variations of composition of the final volcanism, often ending in the tholeiite-basalt outflows with the formation of a basalt-andesite-dacite-liparite formation. At this stage of the development of a geosynclinal system and the formation of the mentioned formations, metasomatic and hydrothermal ore deposition is usually manifested quite weakly.

Do tlače odporučil O. Fusán

## LITERATÚRA

BAGDASAROV, E. A.—VASILEVSKIJ, M. M.—KAZYCYN, JU. V. et al. 1970: Metasomatizm i ego mesto v geologičeskogo razvitija zemnoj kory. „Problemy metasomatizma." Tn2 konf. po okolorudn. metasomatizmu. Izd. „Nedra", Moskva.

IVANOV, S. N.—RAKAČEV. S. A. 1963: O proischoždenii sibajskich oblomočnych zelenokamennych porod s obosoblenijami sulfidov. Tr. I, Uralsk, petrograf. soveščsb. 3, Sverdlovsk.

KORŽINSKIJ, D. S. 1962: Problema spilitov i gipoteza transvaporizacii v svete novych okeanologičeskich i vulkaničeskich dannych. Izv. AN SSSR, ser. geol., No. 9, Moskva.

SMIRNOV, V. I.—GONČAROVA, R. JA. 1960: Geologičeskije osobennosti obrazovanija kolčedannych mestoroždenij zapadnoj časti Severnogo Kavkaza. Izv. AN SSSR, ser. geol., No. 2, Moskva.

Structural geology of Canadian ore deposits. Ottawa, 1960. Russ. perev. Izd. „mir", M.

WAGER, L. K.—DEER, W. A. 1934: The petrology of the Skaergaerd intrusion, Kangerd-Lugssuaq east Greeband. Meddeliser om Grönland, vol. 105, No. 4, 1934.

ZARIDZE, G. M.—TATRISVILI, N. F. 1959: Magmatizm Gruzii i svjazanyje s nim rudoobrazovanija. Gosgeoltechizdat, M.

ZARIDZE, G. M.—TATRIŠVILI, N. F. 1964: Mineraly i genezis nekotorych charakternych dľa Kavkaza pegmatitov. MGK, sess. 22, dokl. sov. geologov. Izd. AN SSSR, Moskva.

ZARIDZE, G. M.—TATRIŠVILI, N. F. et al. 1969: K metodike izučenija processov metasomatičeskogo porodoobrazovanija. Mater. I. reg. petrogr. soveščsb. po Kavkazu, Krymu i Karpatam. Izd. CK KP Gruzii. Tbilisi.

ZARIDZE, G. M.—KAZAČHAŠVILI, T. G. et al. 1962: strukturno-petrologičeskije osobennosti drevnich kristalličeskich porod na Severnom Kavkaze. „Sov. Geol.", No. 2. Moskva.

ZARIDZE, G. M. 1967: K probleme svjazi magmatizma, metamorfizma i tektoniki. „Geotektonika," No. 4, Moskva.
ZARIDZE, G. M. 1968: Metasomatizm i rudoobrazovanije, „Izvestja AN SSSR", ser. geol., No. I. Moskva.
ZARIDZE, G. M. 1969: Sistematika endogennych formacij orogennych oblastej. Mater. I reg.-petrograf. soveščˇ. po Kavkazu. Krymu i Karpatam. Izd. CK KP Gruzii. Tbilisi.
ZARIDZE, G. M. 1970: Endogennyje formacii orogennych oblastej. Izd. „Nedra". Moskva.

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 179—189 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

ONDREJ FRANKO

# ROZDELENIE A KLASIFIKÁCIA HYDROGEOLOGICKÝCH ŠTRUKTÚR MINERÁLNYCH VÔD

(anglické resumé)

Abstract. Presented is the definition of a hydrogeological structure, its division into the individual areas, and suggested is the division of hydrogeological structures of mineral waters with respect to which areas the structures contain. Presented is also the division of the discharge areas of mineral waters; and the alphabetic-numeric classification of hydrogeological structures of mineral waters, based upon the kinds of the structures, their areas and discharge areas.

## Úvod

Otázka rozdelenia hydrogeologických štruktúr nie je doteraz vo všeobecnosti uspokojivo vyriešená. K riešeniu tohto problému možno pristupovať z viacerých hľadísk. Jedným z najstarších je hľadisko geologického prostredia s rôznym typom priepustnosti, takže môžeme hovoriť o štruktúrach s pórovou, puklinovou, krasovou a kombinovanou priepustnosťou. Iné hľadisko je hydrodynamické, podľa ktorého rozlišujeme štruktúry s voľnou (nádrže plytkých podzemných vôd) alebo napätou (artézske nádrže) hladinou atď. G. Castany (1968), u ktorého sa uvedené dve hľadiská prelínajú a naviac ich spája s regionálnym geologicko-tektonickým hľadiskom, rozlišuje pre podzemné vody tieto základné hydrogeologické štruktúry: 1. veľké hydrogeologické bazény; 2. vrásové horské systémy; 3. priekopové prepadliny; 4. aluviálne uloženiny; 5. oblasti fundamentov; 6. krasové zóny. V. V. Ivanov et al. (1971) vyčleňujú tieto základné regionálne hydrogeologické štruktúry minerálnych vôd: 1. artézske bazény; 2. vrásové hydrogeologické oblasti; 3. hydrogeologické masívy; 4. naložené vulkanické bazény.

S prihliadnutím na formovanie minerálnych vôd O. Hynie (1963) rozlišuje tieto žriedlové štruktúry: 1. štruktúry v sedimentárnych horninových komplexoch s jednoetapovým formovaním studených, rýdzo vadóznych minerálnych vôd; 2. štruktúry geotermálnych žriedlel s viacetapovým (dvojetapovým, prípadne trojetapovým) formovaním teriem; 3. štruktúry minerálnych vôd, ktoré pochádzajú z fosílnych reliktov morskej vody. V porovnaní s predchádzajúcim rozdelením má toto členenie prednosti v tom, že vyjadruje základné podmienky formovania minerálnych vôd.

RNDr. O. Franko, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Ako však ukázali posledné výskumy, je aj rozdelenie O. Hynieho nielen z hľadiska rýdzo štruktúrneho, ale aj z hľadiska zásob vôd, ich genézy, režimu, exploatácie a nakoniec aj aplikácie metód a metodických postupov pri ich skúmaní nevyhovujúce. Tak napr. u oboch prvých typov sa prejavuje vplyv infiltrácie, takže štruktúry obsahujú okrem statických aj dynamické zásoby vôd, pričom u tretieho typu vplyv infiltrácie môže a nemusí pôsobiť, takže štruktúry okrem statických môžu, ale nemusia obsahovať aj zásoby dynamické. Podobne je to aj s genézou vôd. Kým napr. prvé dva typy štruktúr obsahujú vadózne vody, tretí typ štruktúry okrem vôd morského pôvodu môže a nemusí tieto vody obsahovať. Podobne je to aj s režimom a exploatáciou vôd, ktoré sú okrem iného závislé aj na druhu zásob.

Tak ako doteraz niet všeobecného rozdelenia hydrogeologických štruktúr, tak niet ani všeobecnej definície hydrogeologickej štruktúry. O. Hynie (1963) napr. pod pojmom žriedlová štruktúra rozumie prostredie celkového organizmu minerálneho žriedla. Preto prv, ako pristúpime k rozdeleniu štruktúr, pokúsime sa definovať hydrogeologickú štruktúru. Navrhovaná definícia znie: *„Hydrogeologická štruktúra je geologicko-tektonicky a hydrologicky vymedzená jednotka, na ktorú je viazaná podzemná voda s jej vlastnými podmienkami (prirodzenými, prirodzeno-umelými) pohybu a tvorby.“*

## Rozdelenie štruktúr

Štruktúry minerálnych vôd vadózneho pôvodu z hydrodynamického hľadiska obsahujú zostupnú a výstupnú vetvu (L. Moret 1946, M. Maheľ 1952, O. Hynie 1963). Zo štruktúrneho hľadiska ich možno rozdeliť na tri prirodzené oblasti (O. Franko 1970):

— oblasť infiltračnú
— oblasť akumulačnú
— oblasť výverovú

Infiltračná oblasť predstavuje územie, kde kolektory vôd vystupujú na povrch alebo pod pokryvné priepustné horniny a sedimenty, takže sú napájané zrážkami, povrchovými vodami alebo vodami z plytkých nádrží podzemných vôd. Z infiltračnej oblasti voda zostupuje do akumulačnej oblasti, kde sa formuje minerálna voda. Táto oblasť u termálnych vôd súčasne predstavuje zbernú oblasť zemského tepla. Z akumulačnej oblasti vody vystupujú na povrch a vyvierajú vo výverovej oblasti. Minerálne vody, hlavne morského pôvodu, sú často viazané na uzavreté kolektory, ktoré tvoria akumulačné oblasti týchto vôd, takže vody nie sú doplňované infiltráciou a odvodňované vo výveroch.

Na základe uvedenej definície hydrogeologickej štruktúry a podľa toho, či štruktúry majú všetky 3 svoje oblasti, alebo len niektoré z nich, navrhujeme ich deliť na (tab. 1):

— štruktúry otvorené
— štruktúry polootvorené
— štruktúry polozatvorené
— štruktúry zatvorené

Pri štruktúrach otvorených a zatvorených je jasný už ich pojmový rozdiel. Tento rozdiel nie je však na prvý pohľad jasný u štruktúr polootvorených a polozatvorených. Pre názornejšie vysvetlenie uvádzam, že do polootvorenej štruktúry môže infiltrovaná vadózna voda vnikať a z polozatvorenej štruktúry môže naopak uzatvorená minerálna voda unikať. Ináč povedané, polootvorené štruktúry vychádzajú z otvorených a polozatvorené zo zatvorených štruktúr.

Pod otvorenými štruktúrami rozumieme také, ktoré majú infiltračnú, akumulačnú a výverovú oblasť, takže sú stále doplňované prirodzenou infiltráciou a odvodňované v prirodzených prameňoch a skrytých výveroch. V nich potom vytekajú dynamické zásoby, čiže vody s intenzívnou výmenou. Štruktúry obsahujú pochopiteľne aj statické zásoby. Na štruktúry tohto typu je viazaný genetický typ petrogénnych vôd*. U týchto štruktúr sa vyskytuje tak režim vôd s voľnou hladinou, ako aj všetky druhy režimu s napätou hladinou (plytkého a hlbokého obehu, krasových a puklinových, I. Mucha 1970), okrem režimu vôd zatvorenej štruktúry. Z týchto štruktúr možno exploatovať minerálne vody nielen vo výverových oblastiach, ale aj vrtmi mimo výverových oblastí. Najlepším príkladom sú štruktúry termálnych vôd viazaných na druhohorné karbonáty. Ako príklad štruktúry, z ktorej vyvierajú prirodzené pramene a z ktorých sa voda ťaží vrtmi mimo výverovej oblasti, môže slúžiť Zvolenská kotlina s prirodzenými vývermi na Sliači a Borovej Hore a vrtom v Kováčovej. K tomuto typu štruktúr možno pričleniť aj drobné pramene kyseliek, ktoré obsahujú len obyčajnú plytkú podzemnú vodu sýtenú hlbinným $CO_2$, pretože voda aj $CO_2$ sú stále doplňované.

Pod polootvorenými štruktúrami rozumieme také, ktoré majú len infiltračnú a akumulačnú oblasť, ale nie sú prirodzene odvodňované. Počas umelého odvodňovania sú však doplňované prirodzenou infiltráciou. Minerálne vody možno z týchto štruktúr získať jedine vrtmi alebo banskými dielami. Vplyv infiltrácie sa môže na exploatovanej vode prejaviť u niektorých štruktúr pomerne rýchle, u niektorých až za veľmi dlhú dobu (tisícky rokov). Ako príklad pre prvý prípad možno uviesť napr. horizont vrchnobadenských podslojových tufitov v nováckom uhoľnom ložisku. Z týchto štruktúr, ktoré majú zo začiatku len statické zásoby, sú v krátkom čase ťažené dynamické zásoby vôd, čiže vody s intenzívnou vodovýmenou. Z triasových karbonátov takéto príklady doteraz nemáme, ale pravdepodobne to budú niektoré vnútorné kotliny, ako napr. Košická alebo Bánovská, a okrajové časti panví pozdĺž pohorí, ako napr. podunajskej a viedenskej panvy. Ako príklad pre druhý prípad možno uviesť termálne vody hlbších častí panónu v centrálnej depresii Podunajskej nížiny. Z tejto depresie sa v Maďarsku už takmer 10 rokov ťažia termálne vody a vplyv infiltrácie sa na vode z vrtov doteraz neprejavil. Z týchto štruktúr sa potom spočiatku ťažia statické zásoby a až postupne zásoby dynamické, takže sú to zo začiatku vody s obmedzenou výmenou. Geneticky ide spočiatku o marinogénne vody, neskoršie o vody petrogénne. Takéto štruktúry mávajú režim vôd s napätou hladinou hlbokého obehu a tlakový krasový a puklinový režim.

Pod polozatvorenými štrúktúrami rozumieme také, ktoré majú len akumulačnú a výverovú oblasť, takže sú prirodzene odvodňované. Niektoré

---

* Sú to vody vadózneho pôvodu, ktorých chemizmus je v úzkej korelácii s mineralogicko-petrografickým charakterom prostredia ich obehu (S. Gazda 1974).

Hydrogeologické štruktúry minerálnych vôd tab. 1

| Druh štruktúry | Oblasť štruktúry | | | Zásoby vôd | Režim vôd | Genéza | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | infiltračná | akumulačná | výverová | | | chemizmu vôd | plynov 3) | |
| | | | | | | | autochtónne | alochtónne |
| otvorená | + | + | + | dynamické 1) statické | s voľnou hladinou, s napätou hladinou plytkého a hlbokého obehu, tlakový, krasový a puklinový | petrogénne | vzdušné ($N_2$, $O_2$), biogénne ($H_2S$) | chemické ($CO_2$), biogénne ($CH_4$, $N_2$) |
| polootvorená | + | + | – (+umelá) | dynamické 1) statické | s napätou hladinou hlbokého obehu, tlakový, krasový a puklinový | petrogénne, marinogénne 2) | vzdušné ($N_2$, $O_2$), biogénne ($CH_4$, $H_2S$, $N_2$) | chemické ($CO_2$), biogénne ($CH_4$, $N_2$) |
| polozatvorená | – | + | + (súčasne infiltračná) | statické 1) dynamické | s napätou hladinou zatvorenej štruktúry, neskoršie napätá hladina s hlbokým obehom (?) | marinogénne petrogénne | biogénne ($CH_4$, $H_2S$, $N_2$) | chemické ($CO_2$), biogénne ($CH_4$, $N_2$) |
| zatvorená | – | + | – (+umelá) | statické | s napätou hladinou zatvorenej štruktúry | marinogénne | biogénne ($CH_4$, $N_2$) | chemické ($CO_2$), biogénne ($CH_4$, $N_2$) |

\+ štruktúra má príslušnú oblasť
– štruktúra nemá príslušnú oblasť
1) prevládajúce exploatované zásoby
2) marinogénne vody sú primárne (syngenetické a epigenetické) morské, brakické a sladkovodné vody pôvodného sedimentačného prostredia
3) základné genetické typy plynov (vzdušné – $N_2$, $O_2$; biogénne – $Ch_4$, $N_2$, $H_2S$; chemické – $CO_2$)

štruktúry (hlavne v neogéne) nie sú doplňované prirodzenou infiltráciou. Iné štruktúry (hlavne v paleogéne) sú postupom času doplňované, a to v mieste vývervovej oblasti. Štruktúry, ktoré nie sú doplňované, obsahujú len statické zásoby. Štruktúry, ktoré sú doplňované, obsahujú postupne aj zásoby dynamické. Vody možno exploatovať jednak prirodzenými vývermi, a tiež vrtmi vo vývervovej i akumulačnej oblasti. Štruktúry tohto typu predstavujú kolektory psefitov a psamitov, nehlboko uložených paleogénnych a neogénnych sedimentov. Vody týchto štruktúr sú u nás využívané a ako príklad možno uviesť Číž, Luhačovice atď. Geneticky patria tieto vody k vodám marinogénnym a v štruktúrach postupne doplňovaných infiltráciou k petrogénnym vodám. Prevláda v nich režim uzavretej artézskej štruktúry, ktorý sa v štruktúrach doplňovaných infiltráciou postupom času mení na režim s napätou hladinou hlbokého obehu.

Pod zatvorenými štruktúrami rozumieme také, ktoré majú len akumulačnú oblasť, nie sú teda doplňované prirodzenou infiltráciou a prirodzené pramene z nich nevyvierajú. Treba však poznamenať, že absolútne zatvorené štruktúry neexistujú, nakoľko jestvuje kapilárne prepojenie s vodami nadložia až k povrchu i cez mnoho metrov mocné (prakticky nepriepustné komplexy. Vody z nich možno exploatovať len vrtmi, pričom ide o ťažbu statických zásob. Geneticky patria tieto vody k marinogénnym vodám. Tieto štruktúry majú len režim uzavretej artézskej štruktúry. Štruktúry tohto typu tvoria kolektory psefitov, psamitov a karbonátov hlboko uložených neogénnych, paleogénnych, druhohorných a prvohorných sedimentov bez spojenia s povrchom. Vody týchto štruktúr nie sú doteraz u nás využívané, ale pri naftovom prieskume a geologickom výskume sa zistilo, že sa vo veľkom množstve nachádzajú hlavne v nížinách, flyšovom pásme, čelnej prehĺbenine a v niektorých vnútorných kotlinách.

## Rozdelenie vývervových oblastí

V priebehu výskumných prác, ktoré zahrnuli viacero štruktúr, sme prišli k záveru, že vývervové oblasti je tiež vhodné rozdeliť podľa poslednej fázy obehu (výstup) a výveru vôd a tvorby výsledných fyzikálno-chemických vlastností, režimu, exploatácie vôd, ochrany vôd a tiež podľa aplikácie metód a metodických postupov pri ich skúmaní. Z uvedených hľadísk navrhujeme nasledovné rozdelenie vývervových oblastí (tab. 2):

— oblasti odokryté
— oblasti poloodkryté
— oblasti polozakryté
— oblasti zakryté

Pod odokrytými vývervovými oblasťami rozumieme také, u ktorých vlastný nositeľ (kolektor) minerálnych vôd vystupuje priamo na povrch a z neho vyvierajú pramene. Ako príklad možno uviesť vývervovú oblasť termálnych vôd v Kalinčiakove, kde ladinské vápence vystupujú priamo na povrch. K tomuto typu patria tiež tie vývervové oblasti, u ktorých je nositeľ vôd zakrytý len kvartérnymi pelitmi (hlinami, sprašami a pod.), ako napr. u mnohých drobných pramienkov kyseliek, ktoré sú v nich rozptýlené. Výstup vôd na povrch je viazaný na vlastný kolektor, pričom je obyčajne predisponovaný zlomami. Tvorba výsledných fyzikálno-chemických vlastností a režim sú

Výverové oblasti minerálnych vôd tab. 2

| Druh výverovej oblasti | Tvorená | Výver vody pochádza | Fyzikálno — chemické vlastnosti vôd ovplyvnené | Režim vôd ovplyvnený |
|---|---|---|---|---|
| odokrytá | vlastnými kolektormi minerálnych vôd, kvartérnymi pelitmi | z kolektorov a zo zlomov | vodami povrchových tokov, plytkými podzemnými vodami | zrážkami, plytkými podzemnými vodami, vodami povrchových tokov |
| poloodokrytá | priepustnými pokryvnými sedimentmi | z druhotných akumulácií priepustných pokryvných sedimentov | litologickým prostredím pokryvných útvarov, plytkými podzemnými vodami | zrážkami, plytkými podzemnými vodami, vodami povrchových tokov |
| polozakrytá | nepriepustnými sedimentmi malých mocností (cca do 100—300 m) a pokryvnými horninami | zo zlomov v pokryvných horninách a sedimentoch | litologickým prostredím pokryvných útvarov, (niekedy vodami v nich uzatvorenými), plytkými podzemnými vodami | zrážkami, plytkými podzemnými vodami, vodami povrchových tokov |
| zakrytá | pokryvnými sedimentmi väčších mocností (cca 100—300 m) a pokryvnými horninami | z vrtov | počas výstupu vo vrtoch (pokles teploty, uvoľňovanie plynov, vypadávanie sedimentov), reakciou s výstrojom vrtov | teplotou vody, uvoľňovaním plynov* |

* Vzťahuje sa aj na ostatné výverové oblasti

ovplyvnené zrážkami, plytkými podzemnými vodami a povrchovými vodami vo vodných tokoch.

Pod poloodkrytými výverovými oblasťami rozumieme také, u ktorých vlastný nositeľ minerálnych vôd nevystupuje priamo na povrch, ale je zakrytý kolektormi — priepustnými kvartérnymi, neogénnymi a paleogénnymi sedimentmi a ich kombináciami, takže pramene vyvierajú z druhotných akumulácií týchto pokryvných sedimentov. K tomuto typu patrí prevažná väčšina výverových oblastí minerálnych vôd, ako sú napr. Santovka, Bardejov, Piešťany atď. Výstup vôd na povrch je viazaný na priepustné sedimenty pokryvných útvarov, pričom je taktiež predisponovaný zlomami. Tvorba výsledných fyzikálno-chemických vlastností a režim vôd sú ovplyvňované litologickým prostredím pokryvných útvarov a plytkými podzemnými vodami v nich, ktoré zasa závisia od zrážok a vôd v povrchových tokoch.

Pod polozakrytými výverovými oblasťami rozumieme také, u ktorých vlastný nositeľ minerálnych vôd nevystupuje priamo na povrch, ale je zakrytý izolátormi, takže pramene vyvierajú len zo zlomov v nich. K tomuto typu patrí tiež väčšie množstvo výverových oblastí, ako napr. Vyhne, Sivá

Brada, Dudince a ďalšie. Výstup vôd na povrch je viazaný len na zlomy. Tvorba výsledných fyzikálno-chemických vlastností je niekedy ovplyvnená litologickým prostredím pokryvných útvarov (rôzne mineralizačné procesy) a vodami kolektorov, ktoré sú izolátormi zakryté alebo v nich uzavreté. Inak sú tvorba a režim vôd ovplyvnené infiltráciou vo výverovej oblasti.

Pod zakrytými výverovými oblasťami rozumieme prakticky „umelé oblasti", ktoré vznikajú ťažbou vody pomocou vrtov a banských diel z akumulačných oblastí (O. Franko — L. Zbořil 1969). K tomuto typu patrí napr. Kováčová, Handlová, Dunajská Streda a lokality marinogénnych, hlboko uložených vôd. Výstup vôd na povrch, fyzikálno-chemické vlastnosti a režim vôd nie sú pochopiteľne ovplyvňované ako v predošlých prípadoch. Fyzikálno-chemické vlastnosti vôd sa však menia jednak v priebehu samotného výstupu (pokles teploty, uvoľňovanie plynov, vypadávanie sedimentov atď.), jednak jej reakciami s výstrojom vrtov. Tieto zmeny sa pochopiteľne dejú aj v predchádzajúcich výverových oblastiach.

## Klasifikácia štruktúr

Berúc do úvahy druhy štruktúr a ich oblasti, ako aj výverové oblasti, môžeme podať alfabeticko-numerickú klasifikáciu hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd. Týmto spôsobom sa dajú vyčleniť všetky možné typy štruktúr týchto vôd (tab. 3.)

Klasifikácia hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd tab. 3

| Druh štruktúry | A | B | C | D |
|---|---|---|---|---|
| | otvorená | polootvorená | polozatvorená | zatvorená |
| Oblasť štruktúry | a | b | | c |
| | infiltračná | akumulačná | | výverová |
| Druh výverovej oblasti | 1 | 2 | 3 | 4 |
| | odokrytá | poloodokrytá | polozakrytá | zakrytá |
| Typy štruktúr | $Aabc_1$<br>$Aabc_2$<br>$Aabc_3$<br>$Aabc_4$ | $Babc_4$ | $Cbc_2$<br>$Cbc_3$<br>$Cabc_2$<br>$Cabc_3$ | $Dbc_4$ |

Podľa navrhnutej klasifikácie patrí napr. k typu $Aabc_1$ Kalinčiakovo, k typu $Aabc_2$ Piešťany, Malé a Veľké Bielice, k typu $Aabc_3$ Vyhne, Gánovce, k typu $Aabc_4$ Handlová, Kremnica, k typu $Babc_4$ Diakovce, Dunajská Streda, k typu $Cbc_2$ Byšta, Sobrance, k typu $Cbc_3$ Číž, Oravská Polhora, k typu $Cabc_2$ a $Cabc_3$ Luhačovice, Bardejov, Cígeľka a k typu $Dbc_4$ Soľná Baňa a všetky hlbokým vrtami odkryté vody morského pôvodu. Tu je potrebné uviesť, že výverové oblasti hydrogeologických štruktúr netvoria vždy „čisté" typy. Tak napr. výverová oblasť Sklených Teplíc patrí k typu $Abc_{1,2,3}$, pretože prameň Mária vyviera priamo z kolektora — triasových karbonátov, prameň Jozef zo zlomu

z neovulkanických vyvrelín a ďalšie pramene z údolných náplav potoka. Podobných zmiešaných typov je viacej.

Jednotlivé typy štruktúr je možné rozčleniť na viaceré podtypy, a to hlavne podľa hľadísk uvedených na začiatku, t. j. podľa geologického prostredia (priepustnosti) a režimu. Tak možno rozlíšiť napr. plytké nádrže podzemných vôd s pórovitou priepustnosťou s voľnou a napätou hladinou, artézske nádrže s pórovitou, puklinovou a kombinovanou priepustnosťou s napätou hladinou hlbokého obehu, alebo s napätou hladinou zavretej štruktúry, kryštalinické masívy s puklinovou priepustnosťou a tlakovým puklinovým režimom, krasové oblasti s krasovou, puklinovou a kombinovanou priepustnosťou a s tlakovým režimom krasovým, puklinovým a kombinovaným, pretekajúce štruktúry s napätou hladinou hlbokého obehu, atď.

## Záver

Pri súčasnom rýchlom rozvoji hydrogeológie a hydrochémie minerálnych vôd je podobne ako v iných vedných oboroch dôležité obsahovo jednotné používanie termínov. Navrhnuté rozdelenie a klasifikácia má k tomu prispieť v oblasti štruktúrnej hydrogeológie. Zároveň má pomáhať odstrániť doteraz chýbajúce štruktúrne rozdelenie a klasifikáciu hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd.

Do tlače odporučil K. Malatinský

## LITERATÚRA

CASTANY, G. 1968: Prospection et exploitation des eaux souterraines, 1. vydanie, Dunod, 717 P. Paríž.

FRANKO, O. 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Geologické práce, Správy 52, S. 59—155, Bratislava.

FRANKO, O.—ZBOŘIL, E. 1969: Príspevok geofyzikálneho výskumu k poznaniu štruktúr termálnych vôd v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Zborník prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch. Slovakoterma. s. 173 až 191, Bratislava.

GAZDA, S. 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Materiály z III. celoslovenskej geolog. konferencie, II. časť. Slov. geol. úrad. Bratislava.

HYNIE, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR II, Minerální vody. 1. vydanie, Vydavateľstvo ČSAV, s. 797, Praha.

IVANOV, V. V. at al. 1971: Projekt legendy karty mineralizovaných vôd Evropy, masštaba 1 : 1 500 000. Manuskript.

MAHEĽ, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Štátneho geolog. ústavu, zoš. 27, s. 84, Bratislava.

MORET, L. 1946: Les sources thermominérales. Masson et Cie, Éditeurs — 120, 146 p. Paris.

MUCHA, I. 1970: Režim podzemných vôd s napätou hladinou. Zborník 5. hydrogeologické konferencie, s. 292—312, Praha

ONDREJ FRANKO

## DIVISION AND CLASSIFICATION OF HYDROGEOLOGICAL STRUCTURES OF MINERAL WATERS

Summary of the Slovak text

The division of hydrogeological structures of mineral waters is based upon the definition of a hydrogeological structure: *„A hydrogeological structure is a geologically — tectonically and hydrologically characterized unit, to which underground water is restricted, with its own conditions (natural, natural-artificial) of movement and genesis"*. The division is also based on the division of the mineral waters structures of vadose origin into three areas: the infiltration area, the accumulation area and the discharge area. The structures are divided into 4 kinds with respect to whether they have all the three areas or only some of them: open, semi-open, semi-closed and closed (Table 1). The individual structures are characterized by the water reserves, by their regime, and by the genesis of chemical composition and of gases. With respect to the last phase of flow (ascent and issue) of water, and considering their res ulting physical-chemical properties and regime, the discharge areas are divided into 4 kinds: exposed, semi-exposed, semi-covered, and covered (Table 2). Presented is alphabetic — numeric classification (distinguishing types possible) of the hydrogeological structures of mineral waters (Table 3), considering kinds of structures and their areas, as well as the discharge areas.

Discharge areas of mineral waters — Table 2

| Kind of discharge area | Formed of | Discharge originating in | Physical-chemical properties of waters affected with | Water regime affected with |
|---|---|---|---|---|
| exposed | proper collectors of mineral waters, Quaternary pelites | collectors and faults | waters of surficial streams, shallow underground waters | precipitation, shallow underground waters waters of surficial flows |
| semi-exposed | permeable mantle sediments | secondary accumulations of permeable mantle sediments | lithological environment of mantle formations, shallow underground waters | prepicitation, shallow underground waters, waters of surficial flows |
| semi-covered | impermeable sediments of small thickness (approx. to 100—300 m) and mantle rocks | faults in mantle rocks and sediments | lithological environment of mantle formations (or with enclosed waters), shallow underground waters | precipitation, shallow underground waters waters of surficial flows |
| covered | mantle sediments of greater thickness (above (100—300 m) and mantle rocks | bore holes | during ascension in bore holes (decreased temperature, escaped gases, falling-out sediments), reaction to equipment of bore hole* | water temperature escaped gases* |

* applied also to other discharge areas

Hydrogeological structures of mineral waters — Table 1

| Kind of structure | Area of structure | | | Water reserves | Regime of waters | Genesis | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | infiltration 1) | accumulation | discharge | | | of chemism of waters | of gases 3) | |
| | | | | | | | autochthonous | allochthonous |
| open | + | + | + | dynamical 1) statical | with free water table, with pressure water table of shallow and deep flows, pressure, karst and fissure | petrogenic | aerial ($N_2$, $O_2$), biogenic ($H_2S$) | chemical ($CO_2$), biogenic ($CH_4$, $N_2$) |
| semi-open | + | + | – (+ artificial) | dynamical 1) statical | with pressure water table of deep flow, pressure, karst, fissure | petrogenic marinogenic 2) | aerial ($N_2$, $O_2$), biogenic ($CH_4$, $H_2S$, $N_2$) | chemical ($CO_2$), biogenic ($CH_4$, $N_2$) |
| semi-closed | – | + | + contemporarily infiltration | statical 1) dynamical | with pressure water table of closed structure, then water pressure level with deep flow (?) | marinogenic, petrogenic | biogenic ($CH_4$, $H_2S$, $N_2$) | chemical $(CO)_2$, biogenic ($CH_4$, $N_2$) |
| closed | – | + | – (+ artificial) | statical | with pressure water table of closed structure | marinogenic | biogenic ($CH_4$, $N_2$) | chemical ($CO_2$), biogenic ($CH_4$, $N_2$) |

\+ the structure possesses a respective area
– the structure has not respective area
1) predominant exploited reserves
2) marinogenic waters are primary (syngenetic and epigenetic) marine, brackish and freshwaters of the original sedimentation environment
3) basical genetic types of gases (aerial – $N_2$, $O_2$, biogenic – $CH_4$, $N_2$, $H_2S$; chemical – $CO_2$)

Classification of hydrogeological structures of mineral waters Table 3

| Kind of structure | A | B | C | D |
|---|---|---|---|---|
| | open | semi-open | semi-closed | closed |
| Area of structure | a | b | | c |
| | infiltration | accumulation | | discharge |
| Kind of discharge area | 1 | 2 | 3 | 4 |
| | exposed | semi-exposed | semi-covered | covered |
| Types of structures | $Aabc_1$<br>$Aabc_2$<br>$Aabc_3$<br>$Aabc_4$ | $Babc_4$ | $Cbc_2$<br>$Cbc_3$<br>$Cabc_2$<br>$Cabc_3$ | $Dbc_4$ |

Translated by E. Jassingerová

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 191—204 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

IVAN MARUŠIAK—IGOR LIZOŇ

# VÝSLEDKY GEOTERMICKÉHO VÝSKUMU V ČESKOSLOVENSKEJ ČASTI VIEDENSKEJ PANVY

(5 obr. v texte, angl. resumé)

Abstract. Presented are the results of complex geothermic measurements carried out in the Czechoslovak part of the Vienna Basin in the years 1954—1972. Compiled is a schematic map of thermal field at a depth of 1000 m below the terrain. Discussed is the vertical course of the thermal field to a depth of 2500 m. The most part of the work deals with the calculation of heat flows. Applied was a calculation method considering the presence of lithological types of the sedimentary filling, and the fact that heat conductivity of sandy — clayey sediments is controlled by the content of the clayey fraction and by the depth of their deposition. In calculation of the heat conductivity of sandy — clayey sediments, besides laboratory data applied were also statistic correlations between geothermic and electro-log records. Calculated heat flows are vertically and horizontally stabile, while the former calculation methods offered data with irreal variability.

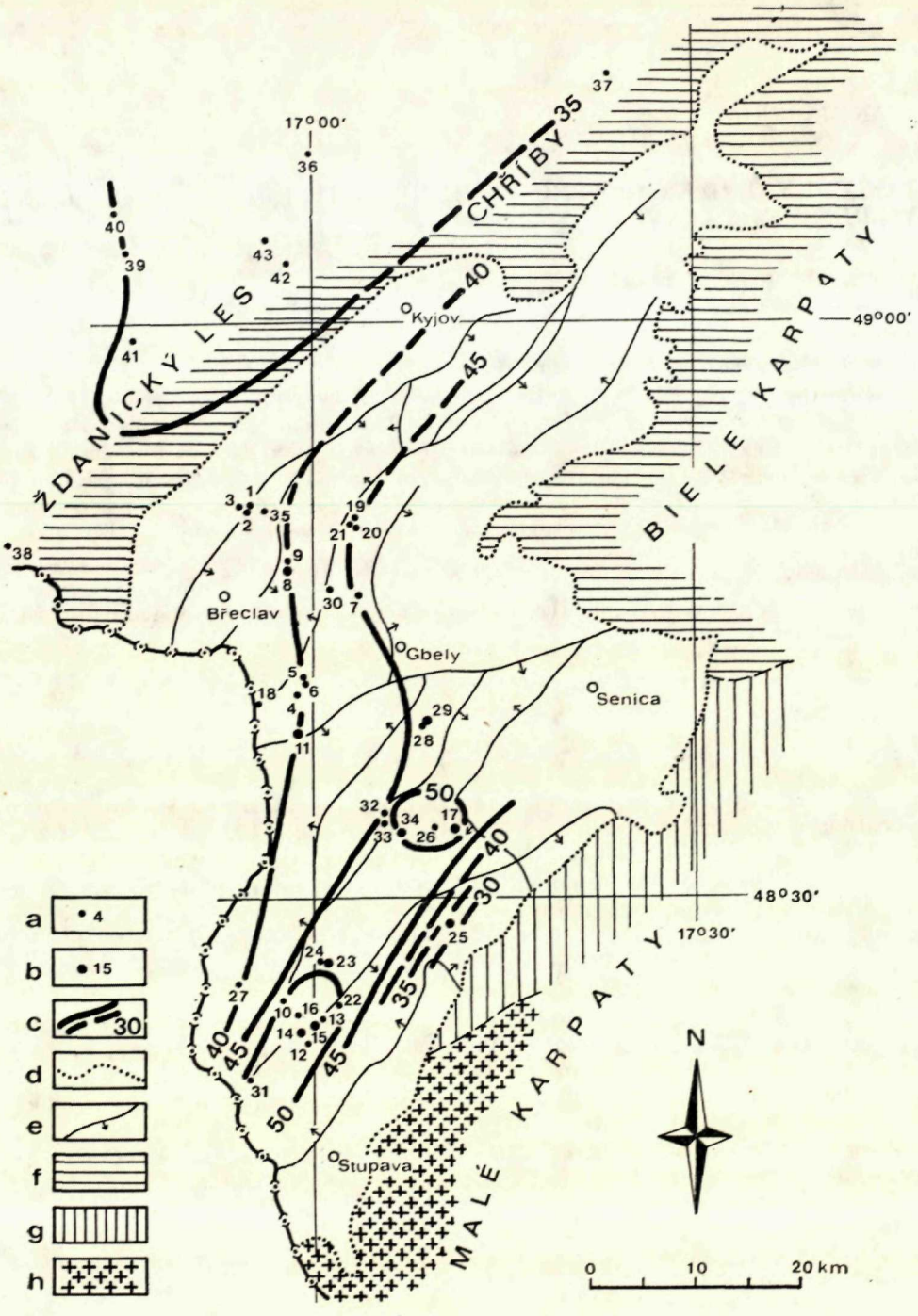
## Úvod

Prvé termokarotážne merania v československej časti viedenskej panvy uskutočnilo Karotážne stredisko ČND Hodonín v roku 1954 vo vrte Malacky 20. V nasledujúcich rokoch boli postupne vykonané ďalšie merania, prevažne elektrickým odporovým teplomerom. Kontrolné merania boli realizované maximálnym teplomerom, spravidla v 500 metrových intervaloch a v konečnej hĺbke merania. Kolektív GFÚ ČSAV Praha premeral termistorovým teplomerom vrt Rohožník 1. Záznam bol vykonaný v bodoch s krokom 10 metrov.

O súborné zhodnotenie meraní uskutočnených do roku 1963 sa prvý pokúsil M. Macur (1963). Prvé hodnoty tepelných tokov vo vrtoch Kúty 8, Láb 90, Malacky 20 a Závod 57 zverejnil V. Čermák (1966, 1968). Niektoré poznatky o tepelnom poli z hľadiska vyhľadávania hypertermálnych štruktúr sú uvedené v prácach O. Franka (1970, 1971, 1972).

Problematikou rozloženia teplotného poľa a problematikou výpočtu tepelného toku v československej časti viedenskej panvy sa zaoberá náš kolektív od

Ing. I. Marušiak — RNDr. I. Lizoň, Geofyzika, n. p. Brno, závod Bratislava, Strojnícka ul., Bratislava


17°00'
49°00'
48°30'
17°30'
ŽDANICKÝ LES
CHŘIBY
BIELE KARPATY
MALÉ KARPATY
Kyjov
Břeclav
Gbely
Senica
Stupava
40
45
50
35
30
N
0
10
20 km
a
b
c
d
e
f
g
h

roku 1971 v rámci úlohy „Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch". Čiastkové výsledky výskumu sme zhrnuli v správach za roky 1971 a 1972 (I. Marušiak et al. 1972, I. Marušiak—I. Lizoň 1973). O spôsobe výpočtu tepelného toku sme zvlášť hovorili v práci predloženej na X. kongrese Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie (I. Marušiak—K. Koládová 1972).

## Geologická charakteristika

Československá časť viedenskej panvy leží medzi pahorkatinou Ždánického lesa a pohorím Chříby na SZ a medzi Bielymi a Malými Karpatmi na V, resp. na JV. Ide o typickú vnútrohorskú pozdĺžnu depresiu so základnými štruktúrami orientovanými súhlasne s generálnym smerom pohorí. Panva má zložitú stavbu, charakterizovanú syngenetickými poklesovými zlomovými pásmami so skokmi presahujúcimi 1000 metrov. S výnimkou akvitánu je na území panvy vyvinutý celý vrstevný sled neogénu, i keď s početnými hiátmi. Vo výplni prevažujú piesčito-ílovité fácie morských, brakických a sladkovodných sedimentov. Ostatné litologické typy sú z hľadiska objemu výplne panvy zanedbateľné. V centrálnej časti panvy presahuje mocnosť výplne 5000 metrov. Predneogénne podložie tvoria subtatranské príkrovy a príkrovy Východných Álp, bradlové pásmo a paleogén magurského flyšu.

## Teplotné pole

Zistené poznatky o teplotnom poli československej časti viedenskej panvy sú výsledkom spracovania termokarotážnych meraní z 33 vrtov a cca 500 údajov o ložiskových teplotách v naftových a plynových vrtoch. Absolútna presnosť týchto meraní, zistená porovnaním nezávislých údajov elektrického

←

Obr. 1 Mapa izoterm v hĺbke 1 km pod úrovňou terénu; situácia vrtov

Vysvetlivky:

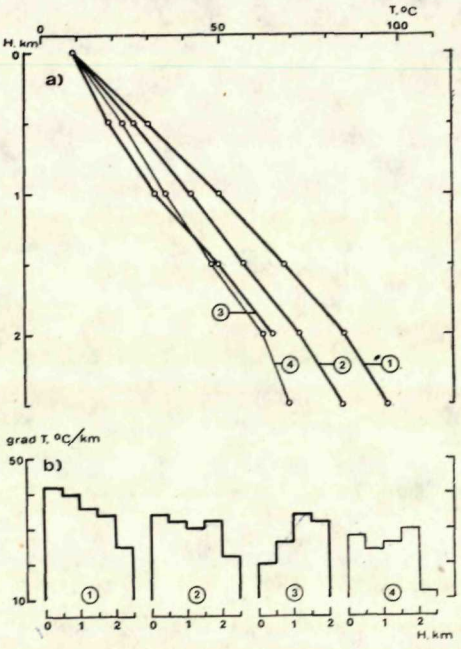
1 — Bílovice 8 (38); 2 — Bílovice 13 (37); 3 — Bílovice 16 (38); 4 — Brodské 8 (39); 5 — Brodské 38 (41); 6 — Brodské 48 (38); 7 — Cunín 18 (46); 8 — Hrušky 10 (38); 9 — Hrušky 33 (40); 10 — Jakubov 2 (50); 11 — Kúty 8 (44); 12 — Láb 14 (50); 13 — Láb 67 (51); 14 — Láb 90 (53); 15 — Láb 93 (50); 16 — Láb 115 (50); 17 — Lakšárska Nová Ves 6 (50); 18 — Lanžhot 5 (47); 19 — Lužice 43 (37); 20 — Lužice 127 (43); 21 — Lužice 132 (45); 22 — Malacky 2 (53); 23 — Malacky 20 (48); 24 — Malacky 47 (44); 25 — Rohožník 1 (32); 26 — Studienka 12 (48); 27 — Suchohrad 4 (38); 28 — Šaštín 9 (47); 29 — Šaštín 10 (44); 30 — Týnec 46 (45); 31 — Vysoká 4 (50); 32 — Závod 6 (44); 33 — Závod 16 (46); 34 — Závod 57 (50); 35 — Žižkov 22 (38); 36 — Bučovice 1 (34); 37 — Lubná 2 (36); 38 — Mikulov 1 (38); 39 — Nesvačilka 1 (35); 40 — Nesvačilka 3 (35); 41 — Nikolčice 1 (34); 42 — Žarošice 1 (35); 43 — Žarošice 2 (33);

a) vrt, v ktorom bola meraná teplota
b) vrt, v ktorom bol určený tepelný tok
c) izotermy v hĺbke 1000 metrov pod úrovňou terénu
d) hranice panvy
e) hlavné zlomové systémy panvy
f) paleogén vcelku
g) mezozoikum vcelku
h) kryštalinikum vcelku

a maximálneho teplomera z niekoľkých vrtov, je pomerne nízka a v priemere sa pohybuje okolo $\pm 2$ °C. Rozmiestenie vrtov je nerovnomerné a vrty sú sústredené väčšinou do naftonosných a plynonosných polí v strednej a západnej časti panvy. V severnej a východnej časti panvy sa teplota nemerala.

Pomerne nízka presnosť meraní a ich nerovnomerné rozmiestenie neumožňujú detailné štúdium teplotného poľa. Údaje totiž v dostatočnej miere nevystihujú zmeny, v ktorých môžu byť zašifrované dôležité geologické informácie lokálneho významu. Preto sme sa zamerali len na regionálny opis teplotného poľa panvy.

Pre opis horizontálneho rozloženia teplotného poľa (jeho rozsahu i kvality) najlepšie vyhovovali údaje z hĺbky 1000 metrov pod úrovňou terénu. Pre túto hĺbku sme zostrojili schematickú mapu izoterm s krokom 5 °C (obr. 1). Z mapy vidno, že smer izoterm koreluje so smerom hlavných tektonických jednotiek a zlomových systémov i s generálnym smerom pohorí, ktoré ohraničujú panvu.

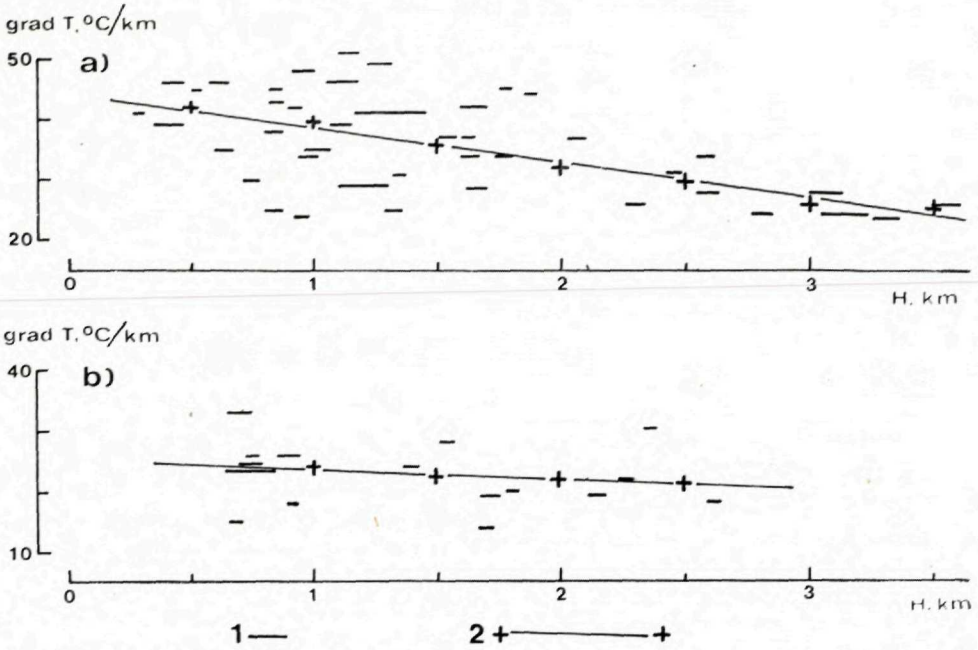



Obr. 2 Priebeh teplôt a geotermických gradientov v závislosti od hĺbky
a) priebeh teplôt; b) priebeh geotermických gradientov
1 — lábsko-lakšárska elevácia
2 — sz. časť panvy
3 — vrt Rohožník 1
4 — karpatská čelná predhlbeň

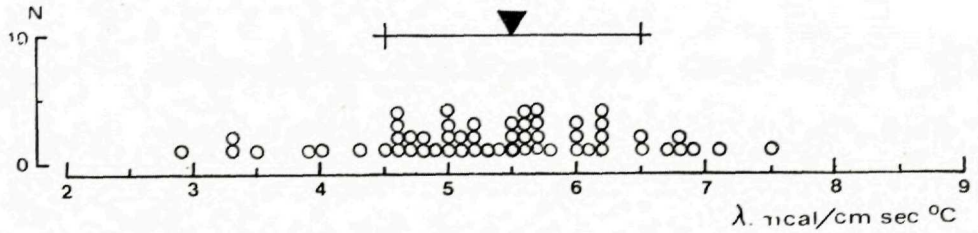
Najvyššie teploty sú zaznamenané v oblasti známej lábsko-lakšárskej elevácie, kde pozorujeme dve samostatné teplotné anomálie s teplotami nad 50 °C. V južnej časti elevácie sa anomália rozprestiera v tesnom okolí lábsko-plaveckého zlomového systému. Svojím teplotným maximom (53 °C vo vrte Láb 90) predstavuje zatiaľ najvyššiu zistenú hodnotu teploty, a teda aj najteplejšiu oblasť panvy. Druhá anomália sa rozprestiera v severnej časti elevácie medzi šaštínskym a lakšárskym systémom, pričom sčasti zasahuje do malacko-kovalovskej depresie. Teploty sú tu oproti južnej časti elevácie o niečo nižšie. Pohybujú sa na hranici 50 °C.

Smerom na JV od lábsko-lakšárskej elevácie teplota prudko klesá. Vo vrte Rohožník 1 bola v hĺbke 1000 metrov zistená teplota 32 °C, čo predstavuje zatiaľ najnižšiu teplotu z celej panvy. Prudké zníženie teploty smerom k sz. svahom Malých Karpát môže byť spôsobené ochladzujúcim vplyvom podpovrchových vôd, ktoré z týchto svahov presakujú cez pomerne dobre priepustné piesčito-ílovité horizonty do hĺbších častí panvy.

Smerom na SZ od lábsko-lakšárskej elevácie teplota pozvoľna klesá na hod-




Obr. 3 Priebeh závislostí teplotného gradientu od hĺbky
a) čisté íly; b) čisté piesky
1 — interval; 2 — stredná hodnota




Obr. 4 Tepelná vodivosť pieskov a pieskovcov v intervale 2—2,5 km

notu cca 35 °C. Izoterma 35 °C približne sleduje rozhranie medzi viedenskou panvou a karpatskou čelnou predhlbňou, kde je teplota v hĺbke 1000 metrov pod úrovňou terénu veľmi stabilná a pohybuje sa v rozmedzí 33—34 °C. Zvýšená teplota bola zistená len v južnej časti predhlbne vo vrte Mikulov 1 (38 °C).

Priebeh teplôt v závislosti od hĺbky pre jednotlivé oblasti, ktoré sme vyčlenili na podklade mapy izoterm v hĺbke 1000 metrov pod úrovňou terénu, je naznačený na obr. 2a. Teploty na obr. 2a predstavujú aritmetické stredy zo všetkých zistených údajov v hĺbkach 500, 1000, 1500, 2000 a 2500 metrov. Pre porovnanie sú uvedené aj teploty z karpatskej čelnej prehlbne. Z obrázku vidno, že teplotná zonálnosť zistená v hĺbke 1000 metrov od úrovne terénu je zachovaná aj v hlbších častiach panvy. Najvyššie teploty v celom skúmanom

intervale hĺbok pozorujeme v oblasti lábsko-lakšárskej elevácie (graf 1a), najnižšie vo vrte Rohožník 1 (graf 2a). Medzi nimi ležia teploty, ktoré zodpovedajú sz. časti viedenskej panvy (graf 3a). Priebeh teploty v karpatskej čelnej predhlbni znázorňuje graf 4a.

Geotermický gradient v oblasti lábsko-lakšárskej elevácie s hĺbkou monotónne klesá (graf 1b). Najvyšší pokles pozorujeme v intervale 2000—2500 metrov. V sz. časti panvy sa geotermický gradient v intervale 0—2000 metrov prakticky nemení (graf 2b). Výraznejší pokles pozorujeme zas len v intervale 2000 až 2500 metrov. Vo vrte Rohožník 1 geotermický gradient do hĺbky 2500 metrov narastá (graf 3b), čo nezodpovedá našim doteraz spozorovaným priebehom gradientov v sedimentárnych panvách. Narastanie gradientu skôr potvrdzuje nami vyslovené predpoklady, že pravdepodobne ide o ochladenie vrchných častí sedimentárnej panvy vplyvom presakovania podpovrchových vôd. Priebeh geotermického gradientu v karpatskej čelnej predhlbni znázorňuje graf 4b.

Pri podrobnejšom spracovaní termokarotážnych záznamov sme zistili úzku korelačnú závislosť medzi geotermickým gradientom a obsahom ílovitej frakcie v sedimentoch, čo v ďalšom využívame pri výpočte tepelných tokov. Zistili sme tiež súvislosť geotermického gradientu s gravitačným poľom. Táto závislosť sa však pohybuje na hranici štatistickej významnosti a pri spracovaní teplotných údajov sme ju zatiaľ nevyužili.

## Tepelný tok

Problematikou výpočtu tepelného toku a tepelnej vodivosti piesčito-ílovitých hornín v sedimentárnych panvách sme sa zaoberali už v niekoľkých prácach (napr. I. Marušiak et al. 1972, I. Marušiak—K. Koladová 1972). Na príkladoch z viedenskej panvy sme ukázali, že medzi teplotným gradientom a obsahom ílovitej frakcie v piesčito-ílovitých sedimentoch existuje pomerne úzka korelačná súvislosť.

Ak vychádzame z jednosmerného modelu tepelného toku a predpokladáme, že tepelný tok a tepelná vodivosť nie sú funkciou hĺbky, potom v prípade striedania vodorovne uložených piesčito-ílovitých vrstiev môžeme súvislosť medzi geotermickým gradientom a obsahom ílovitej frakcie vyjadriť rovnicou (I. Marušiak—K. Koladová 1972).

$$\frac{\Delta T_k}{\Delta H_k} = \frac{1}{\lambda p} + \left(\frac{Q}{\lambda j} - \frac{Q}{\lambda p}\right) (V_j)_k \qquad (1)$$

kde $\Delta T_k$ je rozdiel teplôt na hraniciach intervalu $\Delta H_k$
$\lambda p$ je tepelná vodivosť piesčitých vrstiev
$\lambda j$ je tepelná vodivosť ílovitých vrstiev
$(V_j)_k$ je diel ílovitej frakcie v intervale $\Delta H_k$, určený podľa vzťahu $(V_j)_k = (\Delta H_j)_k / \Delta H_k$, kde $(\Delta H_j)_k$ je celková mocnosť ílovitých vrstiev v intervale $\Delta H_k$
$Q$ je hodnota tepelného toku.

Diel ílovitej frakcie sme určovali z elektrokarotážnych záznamov podľa istých, vopred dohodnutých pravidiel.

Rovnica (1) predstavuje priamku s koeficientami

$$a = \frac{Q}{\lambda p}; \qquad b = \frac{Q}{\lambda j} - \frac{Q}{\lambda p} \tag{2}$$

Koeficienty $a$ a $b$ sme pre každý vrt určovali štatistickým vyrovnaním súboru bodov $\Delta T_k/\Delta H_k = f(V_j)_k$ metódou najmenších štvorcov. Pomer regresných koeficientov udáva pomer tepelnej vodivosti pieskov k tepelnej vodivosti ílov podľa vzťahu

$$\frac{\lambda p}{\lambda j} = \frac{b}{a} + 1 \tag{3}$$

Uvedený model poľa nám umožnil urobiť výpočet tepelného toku za predpokladu, že poznáme hodnotu tepelnej vodivosti pieskov. Dosadením (2) a (3) do (1) sme pre výpočet tepelného toku dostali vzťah

$$Q = \frac{\Delta T}{\Delta H} \cdot \frac{1}{1 + \left(\frac{\lambda p}{\lambda j} - 1\right) V j} \cdot \lambda_p \tag{4}$$

$$\text{kde } \Delta T = \sum_k \Delta T_k; \quad \Delta H = \sum_k \Delta H_k; \quad V_j = \frac{\sum_k (\Delta H_j)_k}{\Delta H}$$

Výpočet tepelného toku podľa (4) však skrýval v sebe určité rozpory, ktoré sme v čase zverejnenia práce, určenej pre X. kongres Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie (I. Marušiak—K. Koladová 1972), nemali doriešené. Veľkosť regresných koeficientov $a$ a $b$ závisela od výberu intervalov $\Delta H_k$ a hodnoty pomeru tepelnej vodivosti piesčitých vrstiev k tepelnej vodivosti ílovitých vrstiev, určeného podľa vzťahu (3), boli pre súvrstvia rovnakého veku veľmi variabilné. Pri zväčšovaní intervalov $\Delta H_k$ hodnoty $b/a$, a teda aj hodnoty pomeru tepelných vodivostí narastali a v niektorých prípadoch boli nereálne vysoké.

V snahe vyriešiť tieto rozpory sme v poslednom období preskúmali niekoľko principiálne rozdielnych modelov tepelného poľa. Ako najvhodnejší sa ukázal model, ktorý zohľadňoval zmenu tepelnej vodivosti piesčito-ílovitých sedimentov v závislosti od hĺbky ich uloženia.

Pri riešení takto koncipovaného modelu tepelného poľa sme vychádzali z predpokladu, že zmena tepelnej vodivosti piesčitých a ílovitých vrstiev v závislosti od hĺbky ich uloženia je úmerná zmene im zodpovedajúceho geotermického gradientu. V rôznych hĺbkových úrovniach sme vyčlenili podľa elektrokarotážnych záznamov súbory vrstiev čistých pieskov a čistých ílov a pre každý súbor zvlášť sme zostrojili závislosť $\Delta T_k/\Delta H_k = f(H)$, kde H je stredná hĺbka uloženia vrstvy $\Delta H_k$. Tieto závislosti sú zobrazené na obr. 3. Za vrstvy čistých ílov sme pokladali také vrstvy, ktoré neobsahovali viac ako 20 % piesčitej frakcie a naopak, za vrstvy čistých pieskov sme pokladali také vrstvy, ktoré neobsahovali viac ako 20 % ílovitej frakcie.

Získané súbory považujeme za dostatočne charakteristické i vzhľadom na neveľkú presnosť pri určovaní geotermického gradientu a do istej miery subjektívny prístup pri vyčleňovaní vrstiev čistých pieskov a čistých ílov. Potvrdzuje to aj fakt, že intervaly s väčšou váhou, t. j. intervaly, ktoré zodpovedajú vrstvám s väčšou mocnosťou, sa grupujú v bezprostrednej blízkosti stredných hodnôt, ktoré sme určili metódou kĺzavých priemerov.

Určeným stredným hodnotám zodpovedá rovnica

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta H}\right)_p = 0{,}0252 - 0{,}00000153\ H \tag{5}$$

pre vrstvy čistých pieskov a rovnica

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta H}\right)_j = 0{,}0445 - 0{,}00000576\ H \tag{6}$$

pre vrstvy čistých ílov. Z rovníc (5) a (6) a z rovnice $Q = -\lambda$ grad T možno za predpokladu konštantného tepelného toku v smere osi vrtu vyjadriť závislosť pomeru tepelnej vodivosti čistých pieskov k tepelnej vodivosti čistých ílov od hĺbky v tvare

$$\frac{\lambda p}{\lambda j}(H) = \frac{445 - 0{,}0576\ H}{252 - 0{,}0153\ H} \tag{7}$$

Tepelnú vodivosť vrstiev čistých pieskov potrebnú pre konečný výpočet tepelného toku sme určovali zo vzťahu, ktorý zohľadňuje laboratórne určenie hodnoty tepelnej vodivosti pieskov a pieskovcov a závislosť tepelnej vodivosti vrstiev čistých pieskov od hĺbky, definovanú rovnicou (5). Získali sme rovnicu

$$\lambda_p(H) = (\lambda_p)_0 \frac{A}{252 - 0{,}0153H} \tag{8}$$

kde $(\lambda_p)_0$ je laboratórne určená hodnota tepelnej vodivosti pieskov
A je bezrozmerný koeficient, ktorého číselná hodnota závisí od hĺbky, v ktorej je určená hodnota $(\lambda_p)_0$.

Strednú hodnotu tepelnej vodivosti čistých pieskov sme pre interval 2500 až 3000 metrov zistili z údajov V. Čermáka (1966) i z našich údajov (I. Marušiak, I. Lizoň, 1973), ktoré sú nanesené v bodovom diagrame na obr. 4. Z obrázku vidno, že stredná hodnota tepelnej vodivosti čistých pieskov v uvažovanom intervale je 0,0055 μcal/cm sec °C. Číselná hodnota konštanty A pre stred uvažovaného intervalu je 210. Po dosadení týchto hodnôt do rovnice (8) sme dostali výraz pre určenie tepelnej vodivosti vrstiev čistých pieskov v tvare

$$(\lambda_p)H = \frac{0{,}0055 \cdot 210}{252 - 0{,}0153\ H} \tag{9}$$

K výpočtu tepelného toku sme využili známu rovnicu

$$T = T_0 + Q \int_0^H \frac{1}{\lambda(H)}\, dH \tag{10}$$

upravenú do tvaru

$$T = T_0 + Q \sum_k \frac{1}{\lambda p(H)_k} \left[ 1 + (V_j)_k \left( \frac{\lambda p}{\lambda j} (H)_k - 1 \right) \right] \Delta H_k \qquad (11)$$

kde T je teplota na spodnej hranici posledného z intervalov $\Delta H_k$
$T_0$ je teplota na počiatku prvého z intervalov $\Delta H_k$
$(V_j)_k$ je diel ílovitej frakcie v intervale $\Delta H_k$, zistený z elektrokarotážneho záznamu
H je hĺbka stredu intervalu $\Delta H_k$.

Intervaly $\Delta H_k$ sme podľa termokarotážnych záznamov vyčlenili tak, aby spĺňali podmienku $\Delta T_k / \Delta H_k = \text{konšt.}$

Dosadením rovníc (7) a (9) do rovnice (11) sme dostali konečnú rovnicu pre výpočet tepelného toku v tvare

$$T = T_0 + Q \sum_k \frac{252 - 0{,}0153\,H}{0{,}0055 \,.\, 210} \left[ 1 + (V_j)_k \left( \frac{445 - 0{,}0576\,H}{252 - 0{,}0153\,H} - 1 \right) \right] \Delta H_k \qquad (12)$$

čo predstavuje rovnicu priamky so smernicou Q.

Vypočítané priebehy závislostí teploty od celkového tepelného odporu sú pre jednotlivé vrty znázornené na obr. 5. Vypočítané hodnoty tepelných tokov sú uvedené v tab. 1.

Vybraný model poľa, ktorý zohľadňuje premenné hodnoty tepelných vodivostí piesčito-ílovitých vrstiev v závislosti od obsahu ílovitej frakcie i od hĺbky, odstránil rozpory, s ktorými sme sa stretávali v prvých fázach spracovania. Ukázalo sa, že štatistický súbor grad $T = f(V_j)$ nie je homogénny a lineárny, ako sme predpokladali predtým, ale že predstavuje systém izopliet. Tieto zodpovedajú intervalom, ktorých stred leží približne v rovnakej hĺbke. Uvedená skutočnosť tiež vysvetľuje, prečo regresné koeficienty v našich pôvodných spracovaniach záviseli od výberu intervalov $\Delta H_k$.

Vypočítané hodnoty tepelných tokov sa vyznačujú veľkou vertikálnou stabilitou. V prípadoch, kedy závislosť teploty od celkového tepelného odporu nebola lineárna v celej časti vrtu, neprevyšuje absolútna odchýlka od strednej hodnoty tepelného toku hodnotu $\pm 0{,}17$ μcal/cm² sec (7,1 mW/cm²) čo vzhľadom na kvalitu prvotných údajov pokladáme za prijateľné.

Absolútna hodnota vypočítaných tepelných tokov je pri prijatom spôsobe výpočtu viazaná prakticky len na presnosť určenia tepelnej vodivosti čistých pieskov, čo v laboratórnych podmienkach nepredstavuje principiálne problémy, s ktorými sa stretávame pri určovaní tepelnej vodivosti ílov. Priebeh závislostí tepelnej vodivosti piesčito-ílovitých vrstiev bude potrebné ešte spresniť, podstatnejšie zmeny však nepredpokladáme.

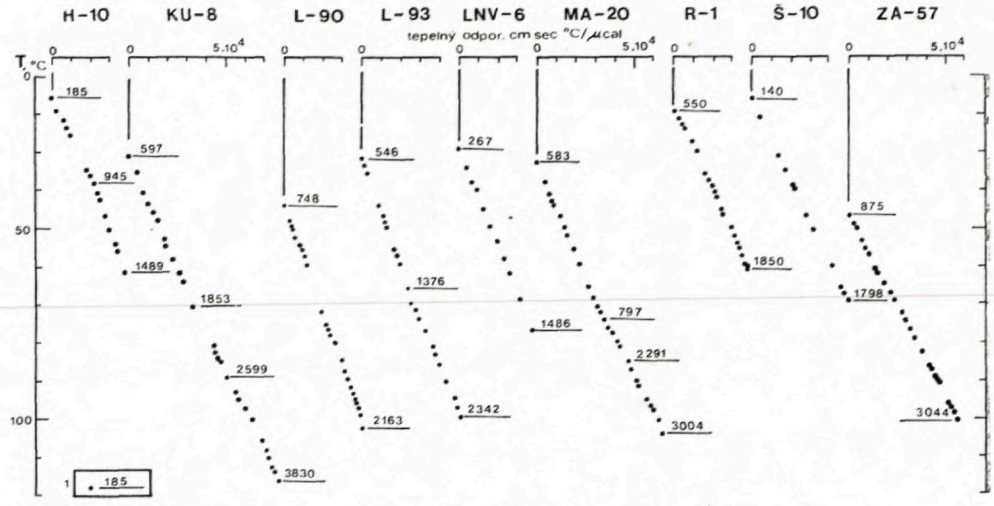
Vypočítané hodnoty tepelných tokov sú stabilné i v horizontálnom pláne. To dokazuje, že československá časť viedenskej panvy predstavuje z hľadiska tepelných tokov viac-menej rovnorodú oblasť. Významnejšie odchýlky sme zistili len vo vrtoch Láb. 90, Láb 93 a vo vrte Lakšárska Nová Ves 6, kde však zvýšené hodnoty tepelného toku môžeme dať dobre do súvisu s lábsko-lakšárskou elevačiou podložia panvy a so zlomovými systémami, ktoré ju ohraničujú.

Z tabuľky 1 vidno, že sa nám podarilo odstrániť veľké laterálne zmeny hodnôt tepelného toku vypočítaných V. Čermákom a nami bez ohľadu

Hodnoty tepelných tokov v československej časti viedenskej panvy

Tabuľka 1

| vrt | súradnice | hĺbka, m | tepelný tok, μcal/cm² s (mW/m²) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| H—10<br>Hrušky | 48°47′N<br>16°59′E | 185—945<br>945—1489 | 1,09 (45,6)<br>1,43 (59,9) | **1,26 ± 0,17**<br>**(53,2 ± 7,1)** | | |
| KU—8<br>Kúty | 48°38′N<br>16°58′E | 597—1853<br>1853—2599<br>2599—3830 | 1,20 (50,2)<br>1,12 (47,9)<br>1,04 (43,5) | **1,12 ± 0,09**<br>**(46,9 ± 3,8)** | 0,95 (39,8) | 1,07 (44,8)*<br>1,35 (56,5) |
| L — 90<br>Láb | 48°23′N<br>16°57′E | 748—2163 | 1,49 (62,4) | **1,49**<br>**(62,4)** | 0,95 (39,8) | 2,16 (90,5)*<br>2,17 (90,9) |
| L — 93<br>Láb | 48°23′N<br>17°00′E | 546—1376<br>1376—2342 | 1,26 (57,2)<br>1,42 (59,4) | **1,34 ± 0,08**<br>**(56,1 ± 3,4)** | 1,06 (44,4) | —*<br>1,67 (70,0) |
| LNV — 6<br>Lakš. Nová Ves | 48°34′N<br>17°11′E | 267—1486 | 1,29 (54,0) | **1,29**<br>**(54,0)** | 1,30 (54,5) | —*<br>2,04 (85,4) |
| MA — 20<br>Malacky | 48°27′N<br>17°01′E | 583—1797<br>1797—2291<br>2291—3004 | 1,22 (51,1)<br>0,80 (33,6)<br>1,09 (45,7) | **1,04 ± 0,16**<br>**(43,5 ± 6,7)** | 0,95 (39,8) | 1,40 (58,7)*<br>1,37 (57,4) |
| R — 1<br>Rohožník | 48°29′N<br>17°11′E | 550—1850 | 1,18 (49,4) | **1,18**<br>**(49,4)** | 0,85 (35,6) | —*<br>1,55 (64,9) |
| Š — 10<br>Šaštín | 48°39′N<br>17°10′E | 140—1798 | 1,07 (44,8) | **1,07**<br>**(44,8)** | 1,10 (46,1) | —*<br>1,63 (68,3) |
| ZA — 57<br>Závod | 48°33′N<br>17°07′E | 875—3044 | 0,97 (40,6) | **0,97**<br>**(40,6)** | 0,89 (37,3) | 1,28 (53,6)*<br>1,27 (53,2) |




Obr. 5 Závislosť teploty od celkového tepelného odporu
1 — hranica intervalu s udaním hĺbky v metroch

na zastúpenie piesčito-ílovitej frakcie v sedimentárnej výplni panvy a bez ohľadu na vertikálne zmeny tepelnej vodivosti piesčito-ílovitých vrstiev. V stĺpcoch 4 a 5 tab. 1 sú uvedené hodnoty, ktoré sme vypočítali v zmysle opísaného postupu podľa rovnice (12). V stĺpci 6 sú hodnoty, ktoré boli určené bez ohľadu na zmeny tepelnej vodivosti piesčito-ílovitých vrstiev v závislosti od hĺbky tak, že pre každý vrt bola súborom hodnôt grad $T = f(V_j)$ preložená priamka a tepelný tok bol vypočítaný podľa vzťahu (4). Hodnoty v stĺpci 7, označené (+) určil V. Čermák (1968) na podklade laboratórne zistených tepelných vodivostí pieskov a pieskovcov a hodnoty bez značky (*) boli vypočítané podľa vzťahu (4) za predpokladu, že tepelné vodivosti piesčitých a ílovitých vrstiev sú si veľmi blízke (ich pomer sme položili rovný 1,2), čo je približná analógia výpočtov V. Čermáka.

## Záver

Na základe spracovania teplotných údajov z 33 vrtov a cca 500 údajov bodových meraní teploty v naftových a plynových vrtoch sme opísali vertikálne a horizontálne rozloženie teplotného poľa v československej časti viedenskej panvy. V hĺbke 1000 metrov pod úrovňou terénu sme zostrojili mapu izoterm s krokom 5 °C. Anomálne zvýšenie teploty sme zistili v oblasti lábsko-lakšárskej elevácie. Najnižšie teploty sme zistili vo vrte Rohožník 1. V strednej časti panvy je teplota pomerne stabilná a smerom na SZ od lábsko-lakšárskej elevácie postupne klesá.

Zistili sme, že v lokálnej mierke teplotné pole odráža predovšetkým litologický charakter sedimentárnej výplne, čo sa prejavuje na úzkej súvislosti geotermického gradientu s obsahom ílovitej frakcie.

V 9 vrtoch sme určili tepelný tok. Pri výpočte tepelného toku sme brali do úvahy zastúpenie ílovitej frakcie v sedimentoch výplne panvy a skutočnosť,

že tepelná vodivosť piesčito-ílovitých vrstiev závisí od hĺbky. Tým sme odstránili rozpory, na ktoré sme upozornili v predchádzajúcich prácach. Zistené hodnoty tepelných tokov sú stabilné, vertikálne i plošne. Významnejšie anomálie smerom k vyšším hodnotám sme zistili v oblasti lábsko-lakšárskej elevácie.

Podľa absolútnych hodnôt tepelného toku môžeme usúdiť, že československá časť viedenskej panvy nepredstavuje anomálnu termálnu oblasť v porovnaní s doteraz skúmanými oblasťami Západných Karpát, i v porovnaní s európskym a svetovým priemerom.

Do tlače odporučil J. Plančár

## LITERATÚRA

ČERMÁK, V. 1966: Tepelná vodivosť hornin a tepelný tok v některých oblastech Československa, Kandidátska dizertačná práca. Manuskript-archív GFÚ ČSAV. Praha.

ČERMÁK, V. 1968: Terrestial Heat Flow in Czechoslovakia and Its Relation to Some Geological Features, XXIII. International Geological Congress, zv. 5. Praha.

FRANKO, O. 1970: Ideový projekt „Základného výskumu priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch na roky 1971—1975 s výhľadom do roku 1985" Manuskript-archív Geofyzika. Bratislava.

FRANKO, O. 1971: Nové údaje o geotermických pomeroch v Západných Karpatoch a ich význam pri štúdiu hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd. Geol. práce, Správy 56. Bratislava.

FRANKO, O. 1972: Možnosti využitia zemského tepla v SSR prostredníctvom získania nových zdrojov hypertermálnych vôd. Mineralia slovaca, roč. IV, č. 15. Košice.

MACUR, M. 1963: Měření geotermického stupně. Manuskript-archív ČND. Hodonín.

MARUŠIAK, I. et al. 1972: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch. Manuskript-archív Geofyzika n. p., závod Bratislava.

MARUŠIAK, I.—KOLADOVÁ, K. 1972: Nekotorye problemy opredelenija teplovogo potoka v razreze pesčano-glinistych otloženij. Manuskript.

MARUŠIAK, I.—LIZOŇ, I. 1973: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch, Manuskript-archív Geofyzika n. p., závod Bratislava.

I. MARUŠIAK – I. LIZOŇ

### THE RESULTS OF GEOTHERMIC RESEARCH IN THE CZECHOSLOVAK PART OF THE VIENNA BASIN

Summary of the Slovak text

The authors present complex results of measurements in the Czechoslovak part of the Vienna Basin. Treated are 33 geothermic measurements in boreholes, and approximately 500 data on deposit temperature in oil- and gas-prospecting boreholes. Exactness of mea-

surements is $\pm 2$ °C in average. Because of the relatively low exactness of measurements and uneven distribution of the boreholes studied, it was only possible to trace the regional course of the thermal field. Local alterations in temperature which may include important information of local significance, have not been studied so far, because of the above mentioned reasons.

The results concerning the thermal field are presented in a map of isotherms of 1 km depth below the terrain (Fig. 1) and in the form of dependance of temperature and geothermal gradient upon depth (Fig. 2). The figures show that the highest temperatures are in the area of the Láb — Lakšár elevation where are two independent anomalies with temperatures above 50 °C. The anomaly in the southern part of the elevation extends in a close vicinity of the Láb — Plavecký Štvrtok fault system. By its maximum (53 °C in the borehole Láb 90) it represents the highest temperature found, and consequently, the warmest area of the basin. The next anomaly extends in the northern part of the elevation, between the Šaštín and Lakšár fault systems, and partially in the Malacky — Kovalov Depression. Southeastward of the Láb — Lakšár elevation temperature rapidly decreases. In the borehole Rohožník 1, at a depth of 1 km is the temperature of 32 °C — so far the lowest in the whole basin. Rapid decrease of temperature toward the northwestern slopes of the Malé Karpaty (mountains) may be due to the cooling effects of subsurficial water filtrating from the slopes through relatively well permeable sandy — clayey horizons into deeper parts of the basin. Northwestward from the Láb—Lakšár elevation, temperature slowly decreases to about 35 °C. The isotherm 35 °C runs approximately along the boundary between the Vienna Basin and the Carpathian Foredeep. In the Carpathian Foredeep, temperature at a depth of 1 km below the terrain is very stable and varies between 33—34 °C.

Geothermal zonality of thermal field at a depth of 1 km below the terrain is testifield to also by the course of temperature and of geothermal gradient in dependance upon depth (Fig. 2). Geothermal gradient in the area of the Láb — Lakšár elevation decreases monotonously. It is lowest in the interval of 2—2,5 km. In the northwestern area of the basin, geothermal gradient is practically the same in the interval 0—2 km. A more conspicuous decrease is in the interval 2—2,5 km. In the borehole Rohožník 1, geothermal gradient increases to the depth of 1,5 km. It is in accordance with the presumed cooling of the sedimentary filling of the basin, due to the filtration of subsurficial water.

Values of heat flow were calculated in 9 boreholes. In the calculation of the heat flow considered was alteration of heat conductivity in beds of pure sands and pure clays, in dependance upon depth, and their amounts in the profile of the borehole. To put the dependance quantitatively, exploited was correlation of geothermic and electro-log records. Correlation dependances are presented in Fig. 3. Statistical treatment of the correlation dependances resulted in equations showing alterations of geothermal gradient for the beds of pure sands (5) and pure clays (6) in dependance upon depth. With the supposition of a constant heat flow along the axis of the borehole, the equations (5) and (6) resulted in the equation (7) showing dependance of correlation between heat conductivity of pure sands and heat conductivity of pure clays upon depth. The equation (8) defining dependance of the heat conductivity of pure sands upon depth was constructed so as to consider the equation (5) and laboratory data on the heat conductivity of sands on a certain depth. For the depth interval of 2—2,5 km found were the mean value of the heat conductivity of sands 0,0055 ncal/cm sec°C, and the value of the coefficient A — 210.

In the calculation of the heat flow applied was the integral equation (10) modified to the form (11). Putting (7) and (9) into (11) resulted in the equation (12) which gives

the dependance of temperature upon the general heat resistance. For individual boreholes the dependances are graphically put in Fig. 4. The equation (12) is an equation of a line with the line Q giving the value of the heat flow. The values of the heat flow calculated for individual boreholes are in Tab. 1 in the columns 4 and 5.

This way of calculation removed some serious contradictory moments connected with underestimation of alterations in heat conductivily of sandy — clayey beds in dependance upon depth, and with underestimation of the presence of the clayey fraction in the profile of the borehole.

The calculated values of the heat flows show acceptable vertical stability which shows that the calculation method is regular. The calculated values are relatively stable also in horizontal sense (compare the columns 5 and 7 in Tab. 1).

Consequently, the Czechoslovak part of the Vienna Basin is a more-or-less homogeneous area as regards heat flows. More significant deviations were only found in the boreholes Láb 90 and Láb 93, and in the borehole Lakšárska Nová Ves 6. There the increased values of the heat flow are distinctly connected with the Láb — Lakšár elevation of the basement of the basin, and with the fault systems by which it is confined.

The absolute values of the heat flow show that the Czechoslovak part of the Vienna Basin is not an anomalous thermal area, when compared with other regions of the West Carpathians, neither in comparison with European and world averages.

Explanations to the text-figures 1 — 5:

Fig. 1 A map of isotherms at a depth of 1 km below the terrain; situation of boreholes
Explanations to fig. 1 — see in Slovak text
a) borehole which temperature was measured in
b) borehole which heat flow was found in
c) isotherms at a depth of 1000 m below the terrain
d) boundaries of the basin
e) principal fault systems of the basin
f) entire Paleogene
g) entire Mesozoic
h) entire crystalline
Fig. 2 Course of temperatures and of geothermal gradients in dependance upon depth
a) the course of temperatures; b) the course of geothermal gradients
1 — the Láb — Lakšár elevation
2 — the NW part of the basin
3 — the borehole Rohožník — 1
4 — the Carpathian Foredeep
Fig. 3 Course of dependances of geothermal gradient upon depth
a) pure clays; b) pure sands
1 — interval; 2 — mean value
Fig. 4 Heat conductivity of sands and sandstones in the interval of 2—2.5 km
Fig. 5 Dependance of temperature upon the total heat resistance
1 — the border of the interval with depth marked in m

Translated by E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy | 63 | str. 205—209 | GÚDŠ | Bratislava | 1975

ANTON BIELY

# POZNÁMKA K TERMÍNU „PRIPIENINSKÝ LINEAMENT"

Za posledných 15 rokov sa do karpatskej literatúry zaviedlo mnoho tektonických alebo s tektonikou nejako súvisiacich termínov, ale máloktorý z nich sa tak vžil ako „pripieninský lineament". Zdá sa mi však, že nie vždy sa tento termín používa v takom zmysle, ako ho M. Máška (in T. Buday et al. 1961) definoval, a preto nebude bez zaujímavosti s odstupom pätnástich rokov zopakovať údaje, ktoré viedli menovaného autora k zavedeniu tohto termínu. Tým skôr, že fixistický pohľad na karpatskú sústavu z tých čias je v súčasnom období v regresii a čím ďalej tým viac sa prejavujú tendencie mobilistické, či už z hľadiska zakladania sedimentačných priestorov alebo horizontálneho transportu mezozoických a terciérnych sedimentárnych súborov, ale aj fundamentu.

Podľa pôvodnej definície „pripieninský lineament" má zásadný geotektonický význam pre stavbu a geologický vývoj celej strednej Európy. Má regionálny priebeh, veľmi hlboký dosah, sekulárnu životnosť a nesporne už prekambrické, a nie je vylúčené, že staroproterozoické založenie. Uplatňoval sa ako základné paleogeografické a geotektonické rozhranie prvého rádu nielen v alpínskej ére, ale aj v ére variskej, kaledónskej a asyntskej a oddeľoval oblasť so starými masívmi, ako Český masív, Schwarzwald, Vogézy atď. od oblastí s výstupmi kryštalinika iného typu a vývoja — centrálnokarpatského a centrálnoalpského".

Z uvedeného vyplýva, že lineament je odvodený predovšetkým na základe analýzy predalpínskeho vývoja stredoeurópskej oblasti. Pokiaľ ide o povahu rozhrania vyššie uvedených provincií kryštalinika, M. Máška uvádza, že „jeho charakter nemožno dnes priamo určiť, ale podľa geologických a geofyzikálnych javov má povahu lineamentu, resp. dvoch spájajúcich sa lineamentov so sklonom k juhu". Použitím termínu lineament autor vyjadril fixistický názor na povahu tohto rozhrania.

Nemôžeme a ani nechceme robiť analýzu lineamentu pre predmezozoické obdobie (úvahu o hercýnskom vývoji v tejto oblasti viď D. Andrusov 1958), môžeme však konfrontovať údaje o jeho priebehu a funkcii v alpínskej etape.

Vtedy *„oblasť na sever od lineamentu sa stala v podstate platformou, na juh od lineamentu napriek konsolidačným variským účinkom geosynklinálna aktivita, hoci často veľmi slabá, sa uchovala. V alpínskej etape hĺbkový priebeh lineamentu sleduje bradlové pásmo a jeho povrchový myslený priemet by mal byť v neveľkej*

RNDr. A. Biely, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

*vzdialenosti od severného okraja tohto pásma. Bol to pripieninský lineament, ktorý v jeho južnom susedstve začiatkom alpínskej etapy podmienil vznik lineárneho a úzkeho sedimentačného pásma (pieninského) a v neskorších štádiách jeho bradlový štýl zvrásnenia. Pokiaľ ide o oblasť na sever od lineamentu, vnútorný južný okraj platformy, jej perigeosynklinálny okraj bol v priestore flyšového pásma čiastočne reaktivovaný a aj štruktúrne prestavaný, nie však v priestore molasy.*"

Takto bolo definované umiestnenie a povaha rozhrania kryštalinických soklov platformy na jednej strane a Karpát a Álp na druhej strane. M. Máška však neudáva pôvodnú šírku sedimentačných priestorov bradlového ani flyšového pásma a veľkosť ich neskoršieho skrátenia, čo je značnou prekážkou pre pochopenie jeho predstavy o prestavbe podložia flyšu a bradlového pásma. Podľa jeho fixistického postoja by pravdepodobne išlo i skrátenie obalu a fundamentu menších rozmerov, a preto aj určenie hĺbkového i pripovrchového priebehu lineamentu by bolo možné zhruba na okraj jeho produktu — bradlového pásma. Isteže veľkosť určitého fenoménu neurčuje jeho kvalitu, ale v danom prípade veľkosť alpínskej deformácie je určujúca.

Je pravda, že povahu styku fundamentu Karpát a platformy nemožno dnes priamo určiť, ale vieme, že tento styk je sprevádzaný vznikom gigantickej príkrovovej sústavy s tektonickým nakopením sedimentárnych komplexov pienidného — bradlového a flyšového pásma. Dokazuje to veľké skrátenie nielen sedimentárnych obalov, ale aj fundamentu (viď práce hlavne Z. Rotha a D. Andrusova), teda jeho pohltenie, nech už charakter fundamentu, ako i pohltenia boli akékoľvek.

Rothovo mobilistické pojatie styku fundamentu Karpát a platformy predpokladá veľké skrátenie priestoru a hĺbkový priebeh tohto styku by mal byť indikovaný osou gravimetrického minima. V tomto prípade určenie povrchového priemetu „lineamentu" by nebolo prakticky možné. Predalpínsky kontakt platformy so soklom budúcich Karpát v priestore sedimentačnej panvy pieninského bradlového pásma by nemal s dnešným kontaktom v priestore gravimetrického minima v podstate nič spoločné. Bol by to kvalitatívne, ale i priestorove úplne iný kontakt, lebo časť, a nie malá, predalpínskej severoeurópskej platformy, pôvodne ležiaca na sever od lineamentu a neskoršie podložie flyšu, ako aj časť fundamentu Karpát — podložie bradlového pásma v oligomiocéne — bola pohltená.

To je jeden z dôvodov, prečo pre styk vnútorných a vonkajších Karpát, ako i styk fundamentu Karpát a platformy nemožno používať termín lineament (D. Andrusov 1968).

Z hľadiska lokalizácie a predpokladaného regionálneho charakteru „pripieninského lineamentu" zdá sa zaujímavé zopakovať niektoré elementy. Iste dáme za pravdu M. Maheľovi, ktorý posledných 15 rokov zdôrazňuje rozdiel medzi Alpami a Karpatmi a nemožnosť korelácie jednotky za jednotkou z jedného segmentu alpíd do druhého. Zároveň je nepochybné, že veľké paleogeografické zóny a z nich vzniklé megatektonické jednotky rádu Ostalpin, alebo flyšové pásmo jedny do druhých prechádzajú, i keď nie spôsobom jednoduchým a dostatočne objasneným. Ak „pripieninský lineament" má regionálny význam a priestorovú pozíciu, ako to M. Máška (1961) uviedol, v karpatskej i v alpskej oblasti by mal byť indikovaný, i keď nie identickými, ale aspoň podobnými fenoménmi.

Všeobecne sa prijíma názor, že bradlové pásmo pokračuje smerom na západ do Álp, kde jeho posledné odkryvy sa udávajú od St. Veit. S. Prey (1973) však vyjadril názor, že bradlá od St. Veit nie sú pokračovaním pieninského bradlového pásma, ale normálnym stratigrafickým podložím kriedy kahlenberského príkrovu. Nech je akokoľvek, je zrejmé, že sledovanie pokračovania bradlového pásma, a teda i „pripieninského lineamentu" je tam možné iba podľa nepriamych indikátorov, čím je možnosť omylov evidentná.

Už veľmi dávno je známe, že pri vývoji bradlového pásma v Karpatoch treba predpokladať existenciu exotickej zóny, ktorá sa od albu uplatňovala ako zdroj klastického materiálu sústredeného v manínskej sérii, ale od turónu aj v pienidnej sérii. Existencia takéhoto chrbta je nutným predpokladom aj v Alpách aj západne od Viedne a F. Traut (1934) vidiac podobnosť alpských exotík s exotikami bradlového pásma pomenoval ho ultrapieninský chrbát. Túto problematiku nanovo študovalo viacero autorov, ale veľmi dobrú a príťažlivú syntézu podal R. Oberhauser (1968). Podľa jeho paleogeografickej rekonštrukcie ultrapieninský chrbát v alpskej oblasti prebiehal na juh od zóny Falkmis-Sulzfluh charakterizovanej v strednej a vrchnej kriede pelagickými sedimentmi typu couches rouges, ktoré boli pokračovaním pieninskej sedimentačnej zóny. Posledne menovaná zóna sa nachádza podľa autora južnejšie od flyšových žľabov, ktoré boli pokračovaním karpatských flyšových žľabov. Táto rekonštrukcia sa opiera predovšetkým o pomery v Prätigau, v Rhätikone a v engadinskom okne, ale aj o analýzu ťažkých minerálov v alpskom flyši a v kriede Východných Álp. Ultrapieninský chrbát bol dodávateľom chromitu na juh do simmenského a verspalského flyšu ale aj do strednej a vrchnej kriedy Severných vápencových Álp. Orientačné výskumy Woletzovej (in Oberhauser 1968) ukázali, že chromit sa vyskytuje tak v cenomane manínskeho príkrovu a v obalovej sérii Malých Karpát, ako aj v brezovskej sérii. Je rozšírenie chromitu dostatočným dôkazom identičnosti exotického chrbta alpského s karpatským? Nemôžeme to ani potvrdiť ani vyvrátiť, lebo štúdium v tomto smere nebolo dostatočné. Spomeňme len, že na východnom Slovensku je chromit zastúpený v bradlovom pásme aj v magurskom flyši (M. Starobová 1962). Ak pripustíme, že Oberhauserova interpretácia ultrapieninského chrbta a Falknis-Sulzfluh zóny je správna, tak by sme nie síce s bradlovým pásmom, ale jeho ekvivalentom, a teda aj s „lineamentom" smerom na západ došli nie na styk alpského kryštalinika s platformou, ale hlboko do vnútornej časti penninika. Palinspastická skica R. Trümpyho (1969) ukazuje podobný obraz, ale A. Tollman (1963, 1966) predpokladá priebeh ultrapieninského chrbta o niečo severnejšie.

Nemenej zaujímavý obraz ukazuje flyšové pásmo, ktoré podľa M. Mášku vzniklo na perigeosynklinálnom okraji platformy už na sever od lineamentu. Napriek nejednotným koreláciám karpatského flyšu s východoalpským flyšom sotva možno pochybovať o tom, že jeden do druhého prechádzajú. Tak isto sa nepochybuje o tom, že východoalspký flyš zas prechádza do flyšu penninského (Richter 1960—1963, A. Trümpy 1969, S. Prey 1965, R. Oberhauser 1968 atď.), hoci jeho pomer voči helvetiku nie je jednotne chápaný (A. Tollman 1963, R. Oberhauser 1968, R. Trümpy 1969). Tak ako v prípade rekonštrukcie ultrapieninského chrbta, aj v prípade flyšu je konštatovanie podobné — flyšová panva v karpatskej oblasti založená na platforme pokračuje na západ do vnútra Álp do penninika.

V tejto súvislosti stojí za zmienku výsledok vrtu Urmannsau-1 (A. Kröll a G. Wessely 1967). Vrt indikuje, že v jeho poludníku pôvodný južný okraj flyšu bol ďaleko na juhu od jeho dnešných východov. Tu 7,5 km na juh od okraja vápencových Álp v podloží frankenfelského príkrovu bol zistený flyš a pod ním nezvrásnená oligocénna molasa, ktorá podľa geofyzikálnych údajov zasahuje až po južný okraj Severných vápencových Álp.

Informácie, ktoré sú k dispozícii, ukazujú, že flyšové a bradlové pásmo a s ním do súvislosti dávaný „lineament" nemajú taký charakter, ako sa pri zavedení termínu „pripieninský lineament" predpokladalo. Pre alpínsku etapu dva fenomény sú rozporné s pôvodným predpokladom.

1. Bez veľkého skrátenia fundamentu akejkoľvek povahy a akýmkoľvek spôsobom sotva je možné pochopiť očividné nakopenie sedimentárnych formácií vo forme príkrovov a šupín vo flyšovom a bradlovom pásme. Skrátenie sa odhaduje na 100 a viac kilometrov.

2. Priebeh sedimentačných pásiem — flyšového a bradlového — a teda i uvažovaného lineamentu v alpsko-karpatskom priestore nie sú paralelné s okrajom platformy, ale idú z jej okraja (v karpatskej oblasti) do vnútorných častí geosynklinálneho priestoru (v alpskej oblasti).

Tieto dva rozpory ukazujú na neudržateľnosť tézy pripieninského lineamentu v jeho pôvodnom výklade a naznačujú problematičnosť aj iných termínov spájaných s lineamentom.

Geofyzikálne výskumy ukázali (napr. Beránek a Dudek 1972), že v priestore bradlového pásma dochádza k rýchlemu skoku Moho-diskontinuitny. Je tendencia dávať tento jav do súvislosti s „pripieninským lineamentom". Od Myjavy sa však pokračovanie tohto skoku od bradlového pásma odštiepuje na severozápadné svahy Malých Karpát a smeruje ďalej k JZ do oblasti Semeringu. Skutočnosť, či a ako súvisí tento hlbinný fenomén s bradlovým pásmom a s ním súvisiacou zónou pohltenia podkladu, čaká ešte na objasnenie. Určite však nie je prejavom pôvodne definovaného „pripieninského lineamentu".

Do tlače odporučil O. Fusán

## LITERATÚRA

ANDRUSOV, D. 1958: Die vortriadischen Faltensystem im Gebiet der Westkarpaten. Geologie, Jahr. 7, Zošit 3—6, s. 237—860. Berlin.

ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Slov. Akad. Vied, s. 1—188. Bratislava.

ANDRUSOV, D. 1972: Particularités de la tectonique des Carpates septentrionales. Congr. Géol. in tern. Section 3, s. 273—281. Canada.

BUDAY, T. et al. 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha.

KRÖLL, A. — WESSELY, G. 1967: Neue Erkentnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. Erdöl — Erdgas — Zeitschrift, 83. Wien.

KÜPPER, H. 1965: Quasikraton und Orthogeosynklinale (Ostalpen und Böhmische Masse) im Kenntnisbild der heutigen Geologie. Eclogae Geol. Helv. 58, s. 73—85. Basel.

OBERHAUSER, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. Jb. Geol. B. A. Bd. 111. s. 115—145. Wien.

PREY, S. 1965: Vergleichende Bemerkungen über Westkarpaten und Ostalpen in Ausschluss an Exkursionen in die Westkarpaten. Verh. Geol. Bundesanst. s. 69—107. Wien.

PREY, S. 1973: Der Südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötsersteig 1. Verhandlungen der Geologischen Bundesanst. Zošit 1, s. 19—73. Wien.

RICHTER, H. 1960—63: Problèmes posés par le Flysch des Alpes orientales. Livre a la mém. du P. Fallot. T. II. s. 453—464. Paris.

ROTH, Z. 1963: Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der Flyschzone von Westkarpaten zum Karpatenvorland und zu den Zentralkarpaten. Geol. práce, Správy 28, s. 5—22. Bratislava.

ROTH, Z. 1967: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten. Geol. práce, Správy 42, s. 29—50. Bratislava.

STAROBOVÁ, M. 1962: Těžké minerály východoslovenského magurského flyše a vnitřního bradlového pásma. Geol. práce, Správy 63, s. 47—52. Bratislava.

TOLLMAN, A. 1963: Ostalpensynthese. Wien (Deuticke).

TOLLMAN, A. 1966: Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? Geol. zborník XVI/2, s. 273—278. Bratislava.

TRAUTH, F. 1934: Geologische Studien in dem westlichen niederösterreichischen Voralpen. Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. 71, s. 92—99. Wien.

TRÜMPY, R. et al. 1969: Aperçu géneral sur la géologie des Grisons. Compte rendu somm. de la Soc. Géol. de France, Fasc. 9, s. 330—404. Paris.

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 211—213 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

MILOŠ RAKÚS

# PESTRÁ VRCHNÁ KRIEDA „COUCHES ROUGES" V MANÍNSKOM PRÍKROVE

Diskusia

(1 príloha v texte)

Hoci znalosti o litostratigrafii strednej a vrchnej kriedy v bradlovom a manínskom pásme sú v posledných rokoch značne bohatšie, predsa v niektorých prípadoch nie sme schopní na základe litofaciálneho a stratigrafického rozpätia vrstevných komplexov rozpoznať tektonickú príslušnosť niektorého komplexu.

Podľa D. Andrusova (1973, pp, 101, 102 a fig. 1, 2) môžeme v bradlovom a manínskom pásme rozlíšiť tri stratigrafické pozície pestrej vrchnej kriedy — „couches rouges"*, ktoré sa navzájom líšia iba príslušnosťou k tektonickej jednotke.

V czorsztýnskej jednotke fácia „couches rouges" začína v cenomane a bez prerušenia pokračuje až do kampanu, pričom vytvára jednotný vrstevný sled.

V pieninskej jednotke sú naopak vyvinuté dva obzory „couches rouges", ktoré sú navzájom oddelené konglomerátovým flyšom. Prvý obzor začína vo vrchnom cenomane a končí v turóne; druhý má rozpätie kampan — maastricht.

Manínska tektonická jednotka — príkrov na rozdiel od predchádzajúcich dvoch jednotiek má „couches rouges" menej typické, pričom podľa D. Andrusova (l. c. p. 101) majú tieto jednotky rozdielnu pozíciu vzhľadom na ich geografickú situáciu v rámci manínskeho príkrovu. Na SZ (= severná fácia = klapská séria AUCT.) zodpovedajú kampanu až spodnému maastrichtu; na JV (pri Praznove) patria len do spodného kampanu.

Zatiaľ čo pozícia „couches rouges" v czorsztýnskej a pieninskej jednotke je objasnená, v manínskom príkrove tomu tak nie je. Nejasné postavenie „couches rouges" tu spôsobuje práve ich dvojaká pozícia v rámci jednej a tej istej jednotky.

Uvedené faciálno-stratigrafické a tektonické súvislosti a nevyjasnená pozícia „couches rouges" v manínskom príkrove inšpirovali ma k odlišnej interpretácii tektonického postavenia predmetných vrstiev než je tá, ktorú navrhuje D. Andrusov (1973).

Posledná koncepcia D. Andrusova (1973) je založená na predpoklade, že „couches rouges" tvoria nedeliteľnú súčasť vrstevného sledu manínskeho

---

* označenie „couches rouges" je vlastne petrografický termín, ktorý nakoniec vyjadruje len sfarbenie sedimentu. Domnievam sa, ze by sme mohli aj nadalej používať názov púchovské vrstvy (? púchovské sliene) zavedený D. Štúrom 1860).

---

RNDr. M. Rakús, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

príkrovu. Ako prvý s takouto predstavou prišiel J. Salaj (1963, p. 57—60) a J. Salaj—O. Samuel (1966, p. 41). Títo autori dokumentovali podľa môjho názoru dôležitý fakt, ktorý však v ďalšom výskume nebol dostatočne ohodnotený. Je to skutočnosť, že (predovšetkým v jeho jv. časti medzi Sverepcom a Podmanínom) existujú dva odlišné litofaciálne vývíny vrchnej kriedy:

1. flyšový vývin — ide o drobnorytmický až strednorytmický flyš (strednozrnné až jemnozrnné pieskovce a sliene) stratigrafického rozsahu turón — spodný santón;

2. „couches rouges" (= slienitý vývin J. Salaja) — pestré, prevažne však červené sliene s tenučkými preplástkami jemnozrnných pieskovcov stratigrafického rozpätia turón — kampan.

Vzájomný vzťah vyššie uvedenej dvojice fácií flyš — „couches rouges" nebol doteraz v manínskom príkrove dostatočne preskúmaný. J. Salaj (1963, p. 60) sa domnieva, že tieto fácie sa laterálne zastupujú. Takéto zastupovanie však doteraz nebolo v teréne jednoznačne dokumentované. Pozorovania (pieninská jednotka) ukazujú, že hoci tieto dve fácie často vystupujú spolu v jednom profile, vystupujú buď nad alebo pod sebou a nie vedľa seba (aspoň pokiaľ ide o jednu tektonickú jednotku). Ukazuje sa, že korelačný vzťah dvojice flyš — „couches rouges" v rámci jedného vrstevného komplexu bradlového a manínskeho pásma je riadený vzťahom superpozície, t. j. „nad-pod". Hoci predmetné fácie v rámci jedného sedimentačného bazénu majú istú afinitu, ich genetické podmienky vzniku sú rozdielne (trogová sedimentácia — kontinentálny svah, (pelagické plošiny).

Vychádzajúc z týchto poznatkov som dospel k názoru, že „couches rouges" obklopené manínskym príkrovom netvoria jeho integrovanú súčasť, ale vystupujú v jeho podloží ako tektonické okná patriace niektorej z bradlových sérií.

Pre takúto interpretáciu by nasvedčovali tieto fakty:

1. ako to už bolo spomenuté, v manínskom príkrove existujú dva odlišné litofaciálne vývíny, ktoré majú približne rovnaké stratigrafické rozpätie. Ich dnešnú pozíciu „vedľa seba" by sme mali interpretovať ako tektonickú, a nie faciálnu.

2. Ako to vyplýva zo schematickej mapy a profilov, (ako to nakoniec vykreslil na svojej mape aj D. Andrusov 1958, list Bytča) na styku vrchnej kriedy (— „couches rouges") a flyšu manínskej série na JV od osady Plevník — Drieňové (pri kóte Hradište) vystupujú malé bradielka organodetritických vápencov urgónskej fácie. Táto skutočnosť nasvedčuje, že styk flyšovej strednej kriedy manínskeho príkrovu a „couches rouges" vystupujúcich južne nemôže byť normálny, ale že ide o tektonický styk.

Tak isto s výrazne tektonickou pozíciou flyšovej strednej kriedy manínskeho príkrovu sa stretávame na východ od Žiliny (J. Hašk o 1973). Tu flyš manínskeho príkrovu leží plocho na vrchnej kriede — „couches rouges" pieninskej série (kysucká).

Záverom by sme mohli zhrnúť vyššie uvedené názory o stratigrafii a tektonike manínskeho príkrovu takto:

— Pokiaľ ide o litostratigrafický obsah manínskeho príkrovu (v jeho klasickom území, t. j. medzi Púchovom a Žilinou), je bezpečne dokumentovaný od spodného liasu do spodného santónu. Existenciu vyšších stratigrafických členov nemáme v súčasnosti s istotou potvrdenú.

— Z tektonického hľadiska predstavuje manínska tektonická jednotka rozsiahly a samostatný príkrov, ktorý je plocho presunutý na vrchnú kriedu pieninských sérií. Amplitúdu presunu môžeme odhadnúť na 15—20 km, pričom pôvodný sedimentačný priestor treba hľadať na J—JV od kosteleckej série (túto považuje autor článku za najjužnejší vývin bradlového pásma, ekvivalentný czorsztýnskej sérii).

— Ak sa predložená tektonická interpretácia manínskeho príkrovu ukáže v budúcnosti ako reálna, bude sa treba zamyslieť nad otázkou príslušnosti manínskeho príkrovu k bradlovému pásmu. Domnievam sa, že manínsky príkrov by sme mali považovať za samostatnú tektonickú jednotku umiestenú medzi bradlovým pásmom na severe a tatridami na juhu.

Do tlače odporučil A. Began

## LITERATÚRA

ANDRUSOV, D. 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manín (Zone des klippes piénines, Carpathes occidentales, Slovaquie). Geol. zborník, XXIII, 2, pp. 227—235. Bratislava

ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. 1972: Najnovšie stratigrafické poznatky z bradlového pásma na Považí. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

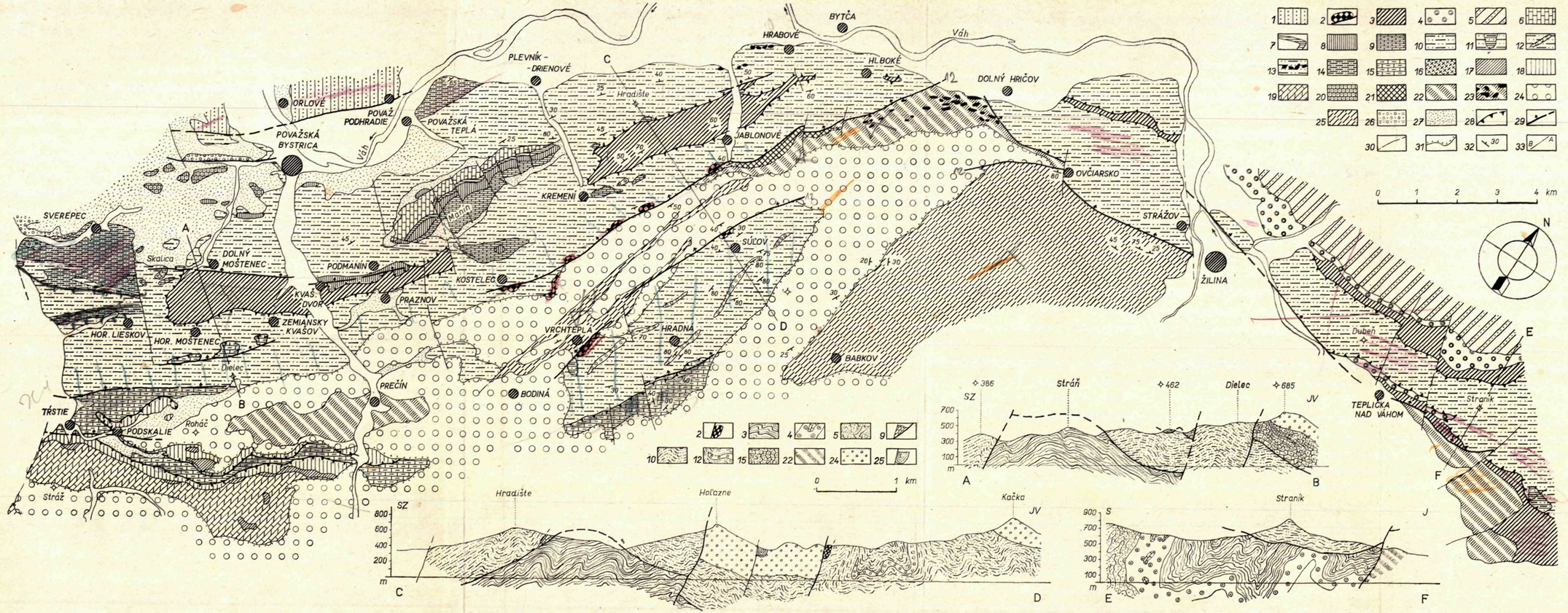
ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. 1973: Sur la répartition du faciès „couches rouges" dans les Carpathes occidentales. Geol. zborník XXIV, 1, pp. 99—107. Bratislava.

BEGAN, A. et al. 1963: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 50 000, list Považská Bystrica. Manuskript-archív GÚDŠ, n° 3709. Bratislava.

HAŠKO, J. 1973: Vysvetlivky ku geologickej mape západnej časti varínskeho úseku bradlového pásma (mapa). Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Geologický ústav Dionýza Štúra, tab. 1—48, pp. 7—291. Bratislava.

SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley, West Carpathians. Geologický ústav Dionýza Štúra, tab. 1—180, pp. 5—219. Bratislava.




**Geologická mapa územia medzi Žilinou a Považskou Bystricou**

Zostavil Miloš Rakús, 1973
s použitím geologických máp D. Andrusova (list Považská Bystrica, Bytča a Žilina), rukopisnej mapy J. Salaja (list Pružina) a vlastných rukopisných máp (listy Pružina a Považská Bystrica)

Vysvetlivky:

Klapská séria: 1 — flyš s telesami exotických zlepencov (alb — cenoman); kostelecká séria: 2 — vápence (lias — apt); pieninské série; 3 — pestré sliene „couches rouges" (turón — kampán); 4 — exotické zlepence (koniak — spodný santón); 5 — snežnické vrstvy — flyš (turón); manínsky príkrov: 6 — piesčité a krinoidové vápence (lias); 7 — červené rádiolarity a hľuznaté vápence (bajok — oxford); 8 — vápence s rohovcami (kimeridž — neokom); 9 — organogénne vápence (barém — apt); 10 — pieskovce a bridlice — flyš (stredný — vrchný alb — cenoman); 11 — sivé vápence a sliene s rohovcami (spodný alb); 12 — hrubé pieskovce a zlepence (alb); 13 — bradielka organogénnych urgónskych vápencov vo flyši; 14 — pieskovce a bridlice — flyš (turón — spodný santón); kŕížňanský príkrov: 15 — sivé slienité vápence a sliene (neokom); chočský príkrov — séria Rohatej skaly: 16 — dolomity (stredný trias; 17 — organogénne, krinoidové a rohovcové vápence (rét — malm), 18 — slienité vápence a sliene (neokom); strážovský príkrov: 19 — dolomity a vápence (stredný trias); 20 — organogénne a rífové vápence (maastricht — paleogén); žilinsko-hričovský paleogén: 21 — svetlé organogénne vápence (illerd); 22 — bridlice, pieskovce a zlepence (illerd — cuis); 23 — bloky organogénnych vápencov v pribradlovom paleogéne; 24 — súľovské zlepence (cuis — lutét); 25 — bridlice a pieskovce — flyš (lutét); 26 — fly — zlepence (neogén); 27 — hliny, 28 — príkrovové línie; 29 — prešmyky; 30 — zlomy; 31 — transgresívna báza súľovských zlepencov; 32 — smery a sklony vrstiev; 33 — profilové línie

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 215—219 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

AUGUSTÍN BEGAN — ONDREJ SAMUEL

# K INTERPRETÁCII STREDNEJ A VRCHNEJ KRIEDY BRADLOVÉHO PÁSMA ORAVY

(1 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. Basing upon the existing lithological and microbiostratigraphical investigations, the authors distinguish two groups in the Middle Cretaceous of the Klippen Belt in Orava: the northern — Pienid Group, and the southern — the Manín Group.

V oravskom úseku bradlového pásma V. Kantorová a D. Andrusov (1958) vyčlenili dve od seba odlíšiteľné fácie strednej kriedy: fáciu slienitú s pelagickými foraminiferami bez hrubších klastických elementov, ktorá je typická pre pienidné fácie, a fáciu flyšovú alebo až zlepencovú, prípadne i slienitú, pričom sa k tektonickej príslušnosti druhej fácie nevyjadrujú.

Vo vrchnej kriede rozlišujú tiež dva obzory, a to upohlavský, santónsko-kampanskeho veku, a gbelský, veku kampansko-maastrichtského.

V neskorších prácach D. Andrusov a E. Scheibner (1960) pričlenili flyšové súvrstvia strednej kriedy do spodného turónu pienidných sérií (kysuckej a pieninskej s. s.). V samostatnom vymedzenom cykle transgresívnej vrchnej kriedy odlišujú tie isté dva biostratigrafické celky ako V. Kantorová a D. Andrusov (1958), pričom k upohlavskému obzoru zaraďujú aj flyšoidné súvrstvie z okolia Terchovej, známe ako pupovské vrstvy, z ktorých opisujú mikrofaunu santónsko-kampanského veku.

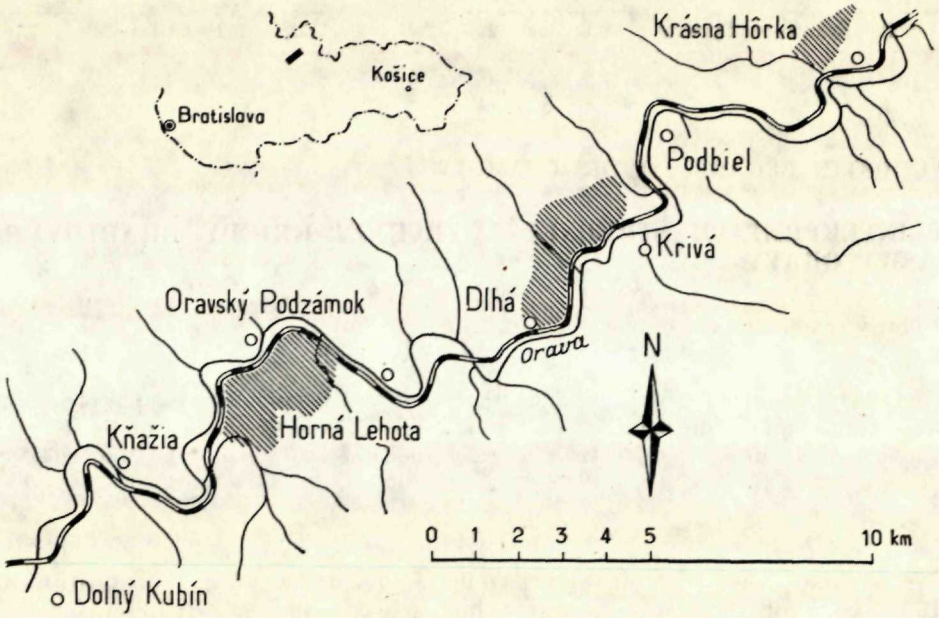
E. Scheibner (1967) považuje flyšové súvrstvie — snežnické vrstvy — za súčasť pieninskej série so stratigrafickým rozpätím celý turón až spodný senón.

D. Andrusov a O. Samuel (1971) vývin albu pri Krásnej Hôrke nepovažujú za súčasť pieninského bradla. K pieninským bradlám však priraďujú detritické súvrstvie v zárezе železnice medzi Krivou a Dlhou, podobne tiež kriedové súvrstvie oproti Širokej, na ľavom brehu rieky Oravy.

Doterajšie stratigrafické hodnotenie týchto detritických súvrství i odkryvov pri Hornej Lehote je veľmi nejednotné.

V. Kantorová a D. Andrusov (1968) vo valúnoch slieňov z exotických zlepencov zo zárezu oproti Širokej našli mikrofaunu cenomanu. Zo šedých slieňov tohto profilu, ktoré sú v nadloží exotických zlepencov, udávajú mikro-

RNDr. O. Samuel, DrSc. — RNDr. A. Began, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava




Rozšírenie flyšovej fácie v bradlovom pásme Oravy

faunu santón — kampanu. V tmeli zlepencov, ktoré tvoria polohu v šedých slieňoch, našli kampanskú mikrofaunu.

D. Andrusov a O. Samuel (1971) zo slieňov a zlepencov tejto lokality uvádzajú koniak — ? spodnosantónsku mikrofaunu. Vzorka slieňov zo zlepencov poukazuje na cenoman.

Z vyššie uvedeného rozboru vidíme, že v bradlovom pásme Oravy vystupuje vedľa seba strednokriedové súvrstvie slienité bez vložiek detritického charakteru a detritické súvrstvie (V. Kantorová a D. Andrusov 1958). Nadväznosť strednokriedových komplexov vystupujúcich v bradlovom pásme Oravy nie je vo väčšine prípadov jednoznačná, a to jednak pre nedostatok súvislých profilov, jednak pre litologicko-faciálnu pestrosť. Preto pri ich tektonickej, resp. tektonicko-štruktúrnej interpretácii možno vychádzať jedine z celkového stavu poznatkov i v ostatných úsekoch bradlového pásma.

Na základe najnovších poznatkov o stratigrafii detritických súvrství strednej a vrchnej kriedy na Orave, ktoré boli zistené v súvislosti s prípravou lokalít pre exkurzie X. zjazdu KBGA, možno aspoň čiastočne prispieť k objasneniu postavenia týchto súvrství.

Na objasnenie vzájomných vzťahov sme vybrali niekoľko známejších a podrobnejšie spracovaných lokalít:

1. Odkryv v zárezе železnice medzi Krivou a Dlhou. Vystupuje tu mohutné súvrstvie zložené z flyšovo-zlepencového komplexu. Zlepence sú exotické, prevažne strednozrnné, miestami prechádzajú do hrubozrnných. Miestami sa striedajú s polohami pieskovcov a sivozelených bridlíc, ktoré sú prevažne piesčité. Smerom na západ tento vývoj prechádza do strednorytmického flyšu s prevahou pieskovcov. Tu v bridliciach O. Samuel (1971) našiel

mikrofaunu cenomanu: *Rotalipora* ex. gr. *cushmani* (Morrow), *Rotalipora montsalvensis* (Morrow), *Rotalipora reicheli* (Morrow). O niečo vyššie vo flyšovom komplexe je už mikrofauna koniak-santónska (Samuel): *Globotruncana* ex gr. *linneiana* (d'Orb.), *Globotruncana spinea* Kikoine, *Stensioeina praeexsculpta* Brotzen. Koniak-santónsku mikrofaunu z týchto vrstiev uvádza aj J. Salaj a A. Began (1963): *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb), *Globotruncana linneiana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana fornicata* Plummer, *Stensioeina praeexsculpta* Brotzen a *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). Jendrejáková (in Borza 1966) určila z tejto lokality taktiež santónsku mikrofaunu.

2. Zárez železnice oproti Širokej pri Oravskom Podzámku. Súvrstvie tu začína veľkou masou exotických zlepencov, čiastočne nepravidelne vrstevnatých s vložkami slieňov. Vo vzorke zo slieňov v zlepenci bola mikrofauna cenomanu (O. Samuel 1971): *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Praeglobotruncana gibba* (Klaus) a *Rotalipora evoluta* Sigal.

Zo súvrstvia zlepencov a slieňov z tenkorytmického flyšu D. Andrusov a O. Samuel (1971) uvádzajú koniak —? spodnosantónsku mikrofaunu. Z tmelu rozpadavých zlepencov V. Kantorová a D. Andrusov (1958) uvádzajú *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana* cf. *calciformis* (Lapparent), *Globotruncana linneiana coronata* (Bolli) a celé zlepencovo-slienité súvrstvie považujú za santón-kampanské; súvrstvie pestrofarebných slieňov s hojnou mikrofaunou je kampanského veku.

Okrem týchto dvoch lokalít je zaujímavý výskyt strednokriedového súvrstvia v okolí Zemianskej Dediny. Ide tu v podstate o tmavošedivé tenkolavicovité ílovité sliene a pieskovce, odkiaľ D. Andrusov (1945) uvádza hlavne formy: *Phylloceras (Phylloceras) velledae* (Michelin), *Tetragonites (Kosmatella)* sp. ind., *Pusozia* sp. ind., *Leymeriella tardefurcata* (Leym.), *Douvilleiceras mamillatum* (Schl.) K. Scheibner (1967) toto súvrstvie považuje za pravdepodobnú strednú kriedu nižnianskeho vývinu.

Ak by sme chceli porovnávať vyššie vymedzené a charakterizované faciálne celky s inými oblasťami Západných Karpát, zistíme, že sú faciálne a litologicky úplne zhodné so strednou a vrchnou kriedou klapskej série na Považí medzi Púchovom a Žilinou (A. Began 1969). Exotické zlepence s polohami pieskovcov a slieňov obsahujú tu albskú až spodnocenomanskú mikrofaunu; cenoman až santón v tejto sérii zastupujú pieskovce a flyšové súvrstvia, kým mladšie členy neboli identifikované na Považí.

V poľskej časti bradlového pásma W. Sikora (1971) vymedzuje flyšovú fáciu v strednej a vrchnej kriede a pričleňuje ju k hulinskej a zlatnianskej sukcesii bradlového pásma, pričom druhú možno korelovať s klapskou, resp. s manínskou sériou na Považí.

Na základe týchto porovnaní, litologicko-faciálneho rozboru a stratigraficko-paleogeografickej interpretácie možno pokladať vyššie vymedzené súvrstvie strednej a vrchnej kriedy v oravskom úseku bradlového pásma za ekvivalent zlepencovo-flyšového súvrstvia Považia, a teda za súčasť sedimentov južnej časti pienidnej geosynklinály (klapskej série), resp. manínskej série. Okrem vzájomných podobností nás k tomuto predpokladu nabáda i výskyt organodetritických gravelových vápencov urgónskeho typu (nižniansky vápenec E. Scheibner 1967) v okolí Nižnej a Krásnej Hôrky. Urgónsky typ vápencov v bradlovom pásme poznáme jedine z manínskej série Považia.

Skutočnosť, že predmetné súvrstvia Oravy sú na základe uvedených mikropaleontologických výsledkov o niečo mladšie, možno vysvetliť neskorším vynorením pienidného valu medzi pienidným a tatridným sedimentačným pieskovcom, ktorý dodával materiál pre tieto sedimenty.

Záverom teda možno konštatovať, že v oravskom úseku bradlového pásma, podobne ako na Považí, existujú vedľa seba v strednej a vrchnej kriede dva litologicko-faciálne vývoje, pričom jeden možno zaradiť k severným sériám a druhý predstavuje súčasť južného vývoja pienidného sedimentačného priestoru (klapskej série), resp. manínskej série.

Do tlače odporučili: O. Fusán, D. Andrusov, R. Marschalko

## LITERATÚRA

ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Práce Štát. geol. ústavu 13. Bratislava.

ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. 1971: Najnovšie stratigrafické poznatky z bradlového pásma Považia. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.

ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. 1973: Cretaceous — Paleogene of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion E. X Congress of Carpathian-Balkan geological Association. GÚDŠ. Bratislava.

ANDRUSOV, D. — SCHEIBNER, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. Geol. zborník XI/2. Vydav. SAV. Bratislava.

BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Západné Karpaty zv. 11. GÚDŠ Bratislava

BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepencov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o Zemi, geologica 2. Vydav. SAV. Bratislava.

KANTOROVÁ, V. — ANDRUSOV, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. sborník IX/2. Vydav. SAV. Bratislava.

SALAJ, J. — BEGAN, A. 1963: Faciálny vývoj a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy (senónu) bradlového pásma. Geol. práce, Správy 30. GÚDŠ Bratislava.

SCHEIBNER, E. 1967: Karpatské pásmo bradlové. In Regionální geologie ČSSR, diel II, zv. 2. Praha.

SIKORA, W. 1971: Esquisse de la tectogénèse de la zone des Klippes des Pieniny en Pologne d'après de nouvelles données géologiques. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, vol. XLI, fasc. 1. Warszawa.

A. BEGAN — O. SAMUEL

**INTERPRETATION OF UPPER AND MIDDLE CRETACEOUS OF KLIPPEN BELT IN ORAVA**

Summary of the Slovak text

In the Klippen Belt of Orava, on the ground of lithological and mikrobiostratigraphical investigations of the Middle Cretaceous a flysch psephitic — psammitic sequence was distinguished whose stratigraphical classification has been different according to diffe-

rent authors. The sequence was interpreted as a component of the Pienid successions of the Klippen Belt. Lithologically identic facies in the Klippen Belt of the Považie (the Váh river valley) are, however, regarded as a component of the Middle Cretaceous of the Manín or the Klapa series. A revision of microfauna from these successions, and a comparison among related facies of the Považie, show that the bed sequences of the Klippen Belt of Orava under discussion are not a component part of the Pieniny series, and should be referred to the southern — Klapa or the Manín Group.

Translated by E. Jassingerová

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 221—226 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

MILAN POLÁK

# KREMITÝ FLECKENMERGEL OBALOVEJ SÉRIE MALEJ FATRY

(2 obr. v texte, 1 tab. na kriede)

Abstract. In the highest part of the Liassic complex of the mantle series in the Malá Fatra Mts. was distinguished litofacies of siliceous fleckenmergel containing abundant nodules of spongolites. Stratigraphically the bed sequence is regarded as the uppermost Toarcian — Lower Aalenian?

## Úvod

V priebehu geologického výskumu mezozoika Malej Fatry sa pristupuje k detailnejšiemu rozčleňovaniu jednotlivých litostratigrafických celkov. Tak sme v najvyššej časti liasového karbonátového komplexu (obr. 1) kartograficky vyčlenili litofáciu kremitých fleckenmerglov, rozšírených vo východnej časti pohoria (Zázrivská dolina).

Po prvýkrát termín kremitý fleckenmergel použili M. Mišík — M. Rakús (1964) pre samostatný litofaciálny člen vystupujúci v nadloží normálnych slienitých škvrnitých vápencov najvyššieho liasu (toarku) krížňanského príkrovu Veľkej Fatry.

Otázka stratigrafického postavenia kremitého fleckenmerglu obalovej série Malej Fatry bola už niekoľkokrát diskutovaná. A. Matějka (1931) označuje súvrstvie ako doggerské — ekvivalent rádiolóriových vápencov. D. Andrusov (1932) považuje súvrstvie spongolitových vápencov za toark — aalenské?, neskôr (1970) uvažuje o ich domérskom? veku.

## Litofaciálna a stratigrafická charakteristika

Pokiaľ spodná časť fleckenmerglového komplexu je vytvorená zo všeobecne známeho súvrstvia sivých slienitých škvrnitých, pravidelne vrstevnatých (10 až 40 cm) vápencov, striedajúcich sa s tmavými slienitými bridlicami, vrchnú časť, spätú pozvoľnými prechodmi so spodnou, tvorí litofácia kremitých fleckenmerglov, reprezentovaných tmavými škvrnitými, lavicovitými vápencami s polohami a hľuzami čiernych rohovcov — spongolitov. Chemická analýza z diskutovaného súvrstvia vykazuje pomerne vysoký obsah $SiO_2$ (analyzovala Ing. V. Šaturová).

P. g. M. Polák, Geologický ústav Dionýza Štúra Mlynská dolina 1, Bratislava

| | | | |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 19,95 | CaO | 38,84 |
| $TiO_2$ | 0,19 | MgO | 1,40 |
| $Al_2O_3$ | 3,31 | $K_2O$ | 0,52 |
| $Fe_2O_3$ | 1,30 | $Na_2O$ | 0,59 |
| FeO | 0,75 | Str. suš | 0,22 |
| MnO | 0,12 | Str. žíh | 2,14 |
| $P_2O_5$ | 0,08 | $CO_2$ | 30,12 |

Priame paleontologické dôkazy o veku súvrstvia nemáme. Z jeho priameho podložia (slienitých škvrnitých vápencov) pochádzajú amonity toarkského veku *Lytoceras* cf. *postfibriatum* (Prinz), *Grammoceras* cf. *radians* (Bronn), *Juraphyllites* sp., *Arieticeras* cf. *algovianum* (Oppel), *Fuciniceras* sp., *Protogrammoceras* sp., ktoré určil M. Rakús (1964, 1972). Nadložné súvrstvie kremitého fleckenmerglu považujeme na základe superpozície za najvyšší toark — spodný aalen?.

Mikrofaciálna analýza sa opiera o 20 výbrusov pochadzajúcich jednak z odkryvov a z hydrogeologických vrtov (MF—1,2) s. od Párnice.

Zo štruktúrneho hľadiska v zmysle R. L. Folka (1959) ide predovšetkým o biomikrity (85 %), resp. biosparity (15 %). Frekvenciu mikrofaciálnych prvkov udáva tabuľka:

| | | |
|---|---|---|
| intraklasty | 1/20 | 5 % |
| ihlice húb | 20/20 | 100 % |
| rádiolárie | 17/20 | 85 % |
| ostrakódy | 11/15 | 55 % |
| lamelibranchiáty | 11/15 | 55 % |
| foraminifery | 6/20 | 30 % |
| krinoidové články | 5/20 | 25 % |
| globochéty | 3/20 | 15 % |
| ostne ježoviek | 1/20 | 5 % |
| klastický kremeň | 16/20 | 80 % |
| autigénny kremeň | 6/20 | 30 % |
| pyrit | 10/20 | 50 % |

Intraklasty boli konštatované v jedinom prípade, vo forme tmavých nepravidelných úlomkov mikritických karbonátov, veľkosti 0,2—1 mm. Tmavé sfarbenie je výrazom zvýšeného podielu bituminóznych látok.

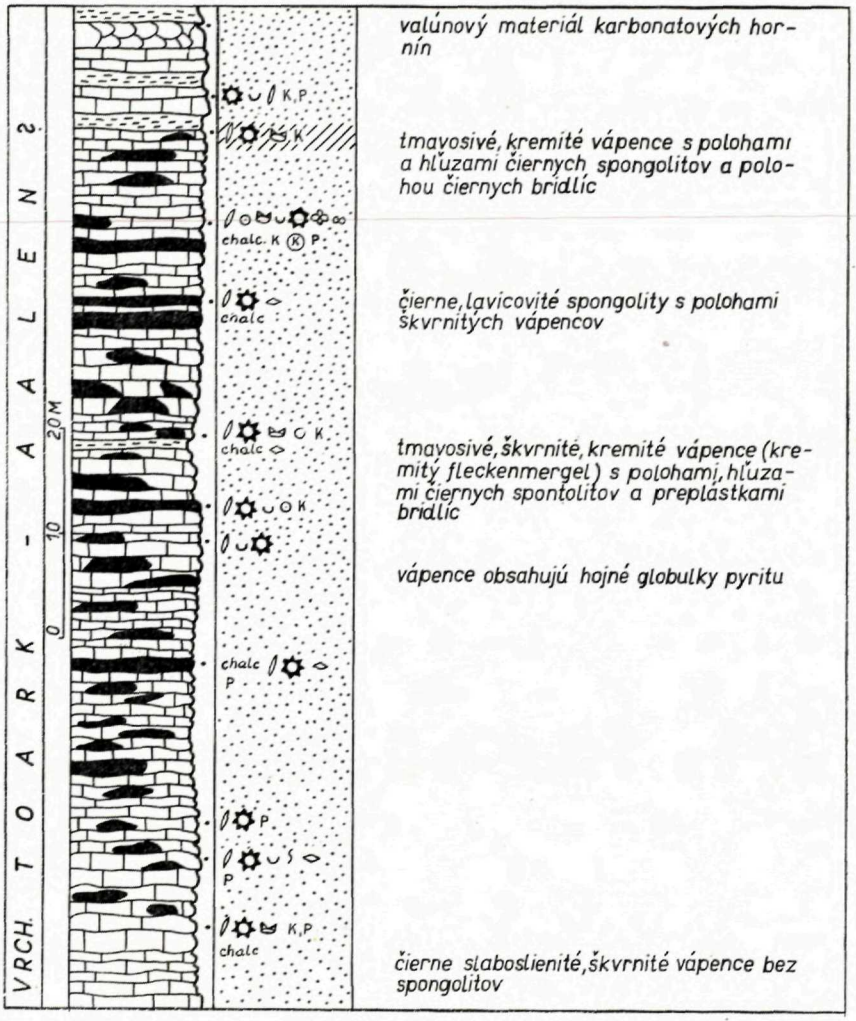
Ihlice húb. Kvantitatívné zastúpenie kolíše v jednotlivých výbrusoch v rozmedzí 30—80 %. Sú zastúpené prevažne monoaxónmi, triaxónmi, tetraxónmi, sphaery sú zriedkavé. Ihlice sú obyčajne intenzívne kalcifikované, takže ich vnútorná štruktúra je úplne zastretá. Len v niekoľkých exemplároch bolo možné sledovať dobre vyvinutý centrálny kanálik. Zaujímavá je koncentrácia ihlíc húb a vôbec organizmov do svetlejších častí horniny, vo všeobecnosti chudobnejších na bitúmeny.

Rádiolárie predstavujú pomerne častú zložku, zastúpenú obyčajne kalcifikovanými prierezmi okrúhlych a eliptických tvarov.

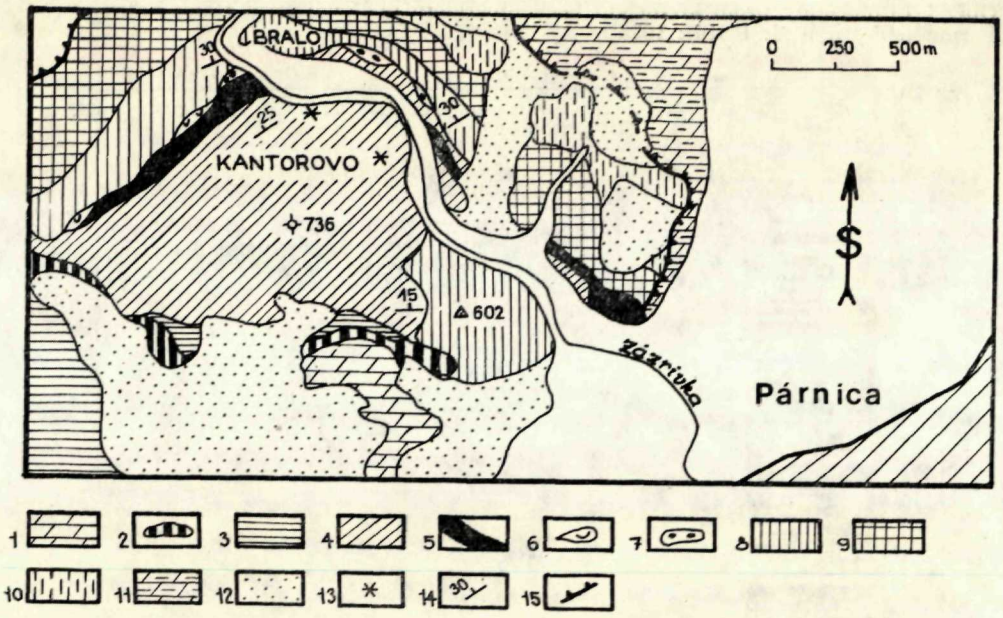
Ostrakódy sú prítomné zväčša prierezmi jednej, prípadne oboch spojených lastúrok vyplnených lúčovitým kalcitom.

Lamelibranchiáty. Sú zastúpené niekoľkými úlomkami, značne rekry-

Obr. 1 Litofaciálny profil kremitým fleckenmerglom obalovej série Malej Fatry (MF-1 Párnica). Zostavil M. Polák 1974




štalizovanými svetlým, hrubozrným, na okrajoch tmavým, jemnozrným kalcitom. Tenkostenné bivalvie zodpovedajú juvenilnému štádiu, prípadne prierezom Posidónií?.




Obr. 2 Schéma rozšírenia kremitého fleckenmerglu malej Fatry
Obalová séria: 1 — sivé, lavicovité dolomity — ladin-kordevol; 2 — karpatský keuper, pieskovce, bridlice, kremence — nor; 3 — piesčito-krinoidové vápence — hettang; 4 — slienité, škvrnité vápence, bridlice (fleckenmergel) — toark, 5 — kremitý fleckenmergel — vrchný toark — spodný aalen?; 6 — rádioláriové vápence, rádiolarity — dogger; 7 — slaboslienité, celistvé vápence — malm; 8 — sivé, slienité rohovcové vápence — neokóm; 9 — organodetritické, piesčité vápence, bridlice — apt; 10 — pieskovce, piesčité vápence, bridlice — alb; krížňanský príkrov: 11 — lavicovité dolomity — ladin; 12 — alúvium, 13 — paleontologické lokality; 14 — sklon a smer vrstiev; 15 — presunové línie

Foraminifery sporadicky prítomné rodmi *Nodosaria, Frondicularia, Lenticulina.* Takmer vždy sú v asociácii s ihlicami húb.

Krinoidové články tvorí obyčajne detrit, zriedkavejšie sú dobre zachované kolumnálie. Veľkosť úlomkov sa pohybuje od 0,1—0,9 mm.

Globochéty sú zastúpené druhom *Globochaeta alpina* Lombard. Z ostatných organizmov sú sporadicky prítomné prierezy ostňom ježovky.

Klastický kremeň je takmer stálym sprievodným prvkom, prítomným ostrohrannými úlomkami zväčša siltovej kategórie.

Autigénny kremeň je tvorený idiomorfne obmedzenými kryštálikmi stĺpčekovitého tvaru, veľkosti 0,3—0,9 mm.

Globulky a kryštáliky pyritu sú značne rozšíreným komponentom. Ich veľká časť je intenzívne limonitizovaná. Početné mikrostylolity sú zvýraznené migrujúcimi limonitizačnými roztokmi.

Veľká časť popisovaných organických komponentov je výrazne silicifikovaná. Stupeň silicifikácie sa rádove zväčšuje s koncentráciou zložky $SiO_2$, dosahujúcej maximum v rohovcových — spongolitových polohách. Na rozhra-

ní karbonátu a spongolitu môžeme vyčleniť tzv. prechodnú zónu (M. Mišík 1973), obohatenú o $SiO_2$, v ktorej je veľmi zreteľná forma selektívnej silicifikácie, postihujúcej hlavne ihlice húb, rádiolárie, články krinoidov atď.

V základnej hmote horniny pozorovať rôznu intenzitu prekremenenia. Svetlé (neškvrnité) časti horniny sú silicifikované na rozdiel od tmavých škvŕn výrazne intenzívnejšie, čo zrejme súvisí s menšou možnosťou migrácie zložky $SiO_2$ v polohách bohatých na bituminózne látky.

Spongolity. Sú tvorené zo 60—80 % silicifikovanými jednoosovými, trojosovými ihlicami húb. Časť axónov býva aj v spongolitoch kalcifikovaná. Rádiolárie sú prítomné len sporadicky. Základná hmota spongolitov je budovaná kryptokryštalickým chalcedónom. Okrem rozptýleného reziduálneho karbonátu obsahuje hornina početné autigénne, idiomorfne obmedzené klenčeky karbonátov. Časť klencov býva na okrajoch korodovaná, prípadne úplne zatlačená chalcedónom, takže ich pozorujeme len vo forme fantómov. Zrniečka drobného pyritu sú rozptýlené po celej hmote horniny. Pomerne časté sú kontrakčné puklinky, vzniknuté najskôr pri dehydratácii pôvodnej opálovej hmoty tvoriacej spongolit. Puklinky sú vyplnené z prevažnej časti epigenetickým kalcitom. Len zriedkavo tvorí výplň puklín kremeň mladšej generácie.

## Záver

Záverom môžeme konštatovať úzke litofaciálne vzťahy kremitého fleckenmerglu so súvrstvím podložných slienitých škvrnitých vápencov spojených pozvoľnými prechodmi. Fácia kremitých fleckenmerglov predstavuje sediment analogický „modrému bahnu", teda výrazne hlbokovodný (cca 1000 m), redukčného charakteru, so zvýšeným podielom zložky $SiO_2$ už v primárnom sedimente.

Do tlače odporučil A. Biely

## LITERATÚRA

ANDRUSOV D., 1932: O některých spongiových horninách československých Karpát. Sur quelques roches à spongiaires des Carpathes Tchécoslovaques. Věst. SGÚ ČSR, VIII, p. 174—210. Praha.

ANDRUSOV D., 1970: Über die stratigraphische Stellung der Spongolite der tatriden Schichtenfolgen der Malá Fatra. Geol. sbor. SAV XXI/1, p. 187—190, Bratislava.

FOLK R. L., 1959: Practical petrographic classification of Limestones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 43, I, p. 1—38, Tulsa.

MATĚJKA A., 1931: La partie orientale de la Malá Fatra. Guide des excursion, p. 303—316. Praha.

MIŠÍK M., 1959: Litologicky profil súvrstvím vyššieho liasu („fleckenmergel") Belanských Tatier. Geol. sbor. SAV X/I p. 183—187, Bratislava.

MIŠÍK M., 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. Zbor. geol. vied rad ZK, zv, 1, p. 9—89. Bratislava.

MIŠÍK M., 1973: Structures of the cherts concretions from the limestones of Tithonian

and Neocomian, West Carpathians Mts. Geol. sbor. SAV XXIV/1, p. 141—162. Bratislava.

RAKÚS M., 1964: Paläonthologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. Zbor. geol. vied rad ZK, zv. 1 p. 91—150. Bratislava.

## Vysvetlivky k tabuľke XL

Obr. 1 Rádiolóriovo-spongiová mikrofácia. Fleckenmergel. Toark — obalová séria, Lok: Zázrivská dolina. Zväčš: 46× Foto: Ľ. Deák

Obr. 2 Biomikrit. Kalcifikované ihlice húb, rádiolárie, úlomky schránok lamelibranchiát. Kremitý fleckenmergel. Toark — spodný aalen? — obalová séria. Lok: vrt MF — 1, hĺbka 64,0 m. Zväčš: 40× Foto : M. Polák

Obr. 3 Spongolit. Ihlice húb v tmavej základnej, kryptokryštalickej chalcedónovej hmote. Kremitý fleckenmergel. Toark — spodný aalen? — obalová séria. Lok: vrt MF — 1. hĺbka 28,0 m. Zväčš: 40× Foto: M. Polák

Geologické práce, Správy | 63 | str. 227—229 | GÚDŠ | Bratislava | 1975

JOZEF VOZÁR

# DISKUSIA O ZASTÚPENÍ KARBÓNU A PERMU CHOČSKÉHO PRÍKROVU V POHORÍ POVAŽSKÝ INOVEC

V rámci regionálneho geologického výskumu mladšieho paleozoika Západných Karpát sme v poslednom období venovali pozornosť aj karbónu a permu v pohorí Považský Inovec. Svojím vývinom nás osobitne zaujal karbón a perm v západnej časti pohoria. Najmä karbón, ktorý po prvý raz opísal M. Maheľ (1951) a potom podrobne preštudoval J. Kamenický (1956, 1960, 1961). Rozšírenie a stratigraficko-tektonické otázky mladšieho paleozoika v Považskom Inovci boli zohľadnené i pozdejšie (M. Maheľ et al. 1962, T. Buday et al. 1963, M. Maheľ et al. 1967).

Z uvedených prác vyplýva, že v Považskom Inovci je mladšie paleozoikum zastúpené vrchným karbónom a permom. Obidva útvary spolu s nadložným mezozoikom patria podľa doterajšej interpretácie do obalovej série. Problémy tektonickej príslušnosti permu a karbónu sú zjavné už z práce J. Kamenického (1956, 1961), ako aj z Vysvetliviek k prehľadnej geologickej mape ČSSR (1:200 000), listu Žilina (M. Maheľ et al. 1962) a Gottwaldov (T. Buday et al. 1963). Vo všetkých prácach i v mape sa uvádza nasledovný sled vrstiev: na kryštaliniku je uložené petrograficky pestré súvrstvie permu (ílovité, ílovito-piesčité a piesčité bridlice, drobové pieskovce, droby, arkózy a polohy zlepencov), ktoré v severnej a severozápadnej časti pohoria má v nadloží trias. V niektorých profiloch v západnej časti pohoria (pri Kálnici, Novanská dolina) je v nadloží pestrého permského súvrstvia karbón, nad ktorým (smerom na západ) je opäť pestré súvrstvie, ktoré by malo zasa patriť do permu a vyššie už do spodného triasu.

Zatiaľ čo v severnej a severozápadnej časti pohoria je sled obalovej série jasný a logický (v nadloží kryštalinika perm a trias), v západnej časti pohoria treba urobiť dokonalú analýzu zastúpených členov mladšieho paleozoika, pretože v doteraz citovaných prácach je otázka tektonickej príslušnosti karbónu a permu riešená komplikovanou vrásovou tektonikou. Obidva útvary mladšieho paleozoika sú doteraz chápané ako súčasť obalovej série, hoci priamo na kryštaliniku leží v autochtónnej pozícii len pestré súvrstvie permu (možno až spodného triasu) a až v jeho nadloží je vrchný karbón.

Štúdiom profilov v západnej časti pohoria Považský Inovec (pri Kálnici, v Novanskej doline) sme dospeli k nasledovným výsledkom:

1. V nadloží kryštalinika leží v autochtónnej pozícii petrograficky pestré sú-

RNDr. Jozef Vozár, CSc. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1

vrstvie permu. Je vytvorené z polymiktných zlepencov, drobových pieskovcov, drob, kremitých pieskovcov, ílovitých a piesčitých bridlíc. V súvrství prevládajú pieskovce a bridlice, zlepence tvoria tenšie polohy. Horniny sú pestro sfarbené (pleťovohnedé, červenohnedé, červené, fialové), jednotlivé typy sedimentov sa nepravidelne striedajú. Miestami, hlavne v severozápadnej časti pohoria je v nadloží tohto permu zastúpený spodný trias v normálnom stratigrafickom slede.

2. V študovanej západnej časti pohoria, v nadloží opísaného permu obalovej série leží šedé súvrstvie drob, drobových pieskovcov, ílovito-piesčitých a piesčitých bridlíc, vyššie s polohami tmavých grafitických a chloritických bridlíc. Nepravidelne sú rozšírené polohy polymiktných zlepencov s valúnmi kremeňa, granitoidov, kryštalických bridlíc a tmavých chloritických fylitov. V súvrství vystupuje niekoľko žilných telies eruptívnych hornín. Sú to pyroxénovo-amfibolické dioritové porfyrity až značne premenené gabrodioritové porfyrity. Celkovým charakterom sa šedé súvrstvie veľmi podobá na vrchný karbón chočskej jednotky, najmä v porovnaní s profilmi Tríbeča, podložia stredoslovenských neovulkanitov a Nízkych Tatier. Okrem sedimentov zaznamenávame veľkú podobnosť žilných eruptívnych hornín najmä s lokalitami v Nízkych Tatrách, kde sú žilné eruptívne horniny opísané ako augitické dioritové porfyrity, resp. dioritové porfyrity (V. Šťastný 1927, S. Vrána — J. Vozár 1969).

3. V nadloží opísaného šedého súvrstvia leží pleťovohnedé, červené, červenofialové, petrograficky pestré súvrstvie konglomerátov, drob, drobových pieskovcov, ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc s polohami bohatými na vulkanoklastický materiál. Jednotlivé sedimenty sa striedajú nepravidelne, ale smerom do nadložia pribúda piesčitých bridlíc a polôh kremitých pieskovcov. Efuzívne horniny doteraz neboli zistené, avšak prítomnosť pyroklastík signalizuje vulkanickú činnosť v období sedimentácie pestrého permského súvrstvia.

4. Nad uvedenými sedimentmi mladšieho paleozoika je vyvinuté mezozoikum chočského príkrovu, overené v povrchových výskytoch. Jeho prítomnosť sa však predpokladá v podloží výplne údolia Váhu (O. Fusán et al. 1971).

V západnej časti pohoria Považský Inovec je priamo na kryštaliniku obalová séria zastúpená permom, prípadne i triasom. V nadloží obalovej série je vyvinuté mladšie paleozoikum chočského príkrovu s charakteristickým vývinom sedimentov a vulkanitov vrchného karbónu a permu. Nad týmto mladším paleozoikom leží chočské mezozoikum zastúpené triasom, prípadne vyššími členmi. Súvrstvie vrchného karbónu a permu chočského príkrovu možno korelovať s profilmi v pohoriach Tríbeč, Nízke Tatry i s vrtmi v podloží neovulkanitov. Vzhľadom na známu stratigrafiu týchto súvrství z Nízkych Tatier (V. Sitár — J. Vozár 1973) je v Považskom Inovci šedé súvrstvie vrchnokarbónskeho veku — stefan(?) a pestré súvrstvie patrí do spodného a vrchného permu. Charakteristika karbónu a permu v Považskom Inovci bola známa už v minulosti (I. Kamenický 1956, 1961), ale s ohľadom na nové poznatky zo štúdia paleozoika Západných Karpát treba prehodnotiť tektonickú interpretáciu. Zastúpenie mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Považskom Inovci je dôležitým údajom pri hodnotení jeho rozšírenia, tektoniky, litofaciálneho a vulkanického vývinu, ale hlavne paleogeografie. Uvedený poznatok má osobitný význam najmä pre prehodnotenie výsledkov J. Kamenického (1961) o výskytoch valúnov variských diafto-

ritov v karbóne v západnej časti Považského Inovca, pretože študovaný karbón je vlastne súčasťou chočského príkrovu.

Po skúsenostiach z iných oblastí Západných Karpát sa hodláme v ďalšej etape výskumu zamerať na charakter a zastúpenie eruptívnych hornín v perme. Podrobný litologický výskum sedimentov sa vykoná najmä s ohľadom na zlepence a na stratigrafiu prostredníctvom palinologie a prípadne získaním možnej zachovanej flóry.

Do tlače odporučil O. Fusán

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 231—232 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |
|---|---|---|---|---|---|

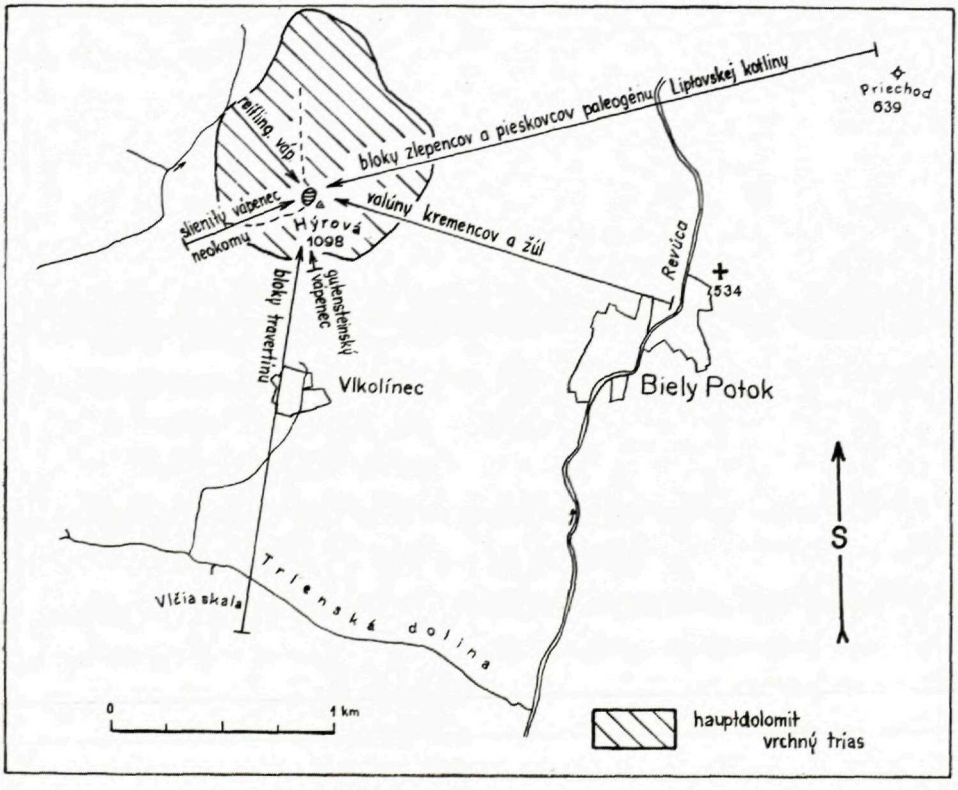
ALFONZ BUJNOVSKÝ

# POLYGENETICKÉ HORNINY NAD HAUPTDOLOMITOM CHOČSKÉHO PRÍKROVU SV. ČASTI VEĽKEJ FATRY

(Správa o náleze hallštattského hradiska)

1 obr. v texte

Počas geologických výskumov sv. časti Veľkej Fatry som v r. 1972 nad hauptdolomitom chočského príkrovu zistil početný blokový materiál. Materiál sa nachádza na troske chočského príkrovu, severne od osady Vlkolínec pri Ru-




Situačná mapka hallštattského hradiska

RNDr. A. Bujnovský, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

žomberku, SZ od kóty Hýrová (Sidorovo) 1098, na ploche cca 70 × 90 m. Z morfologického hľadiska má profil terénu v mieste výskytu čiastočne tvar násypu. Bezprostredne na hauptdolomite vrchného triasu ležia nasledovné horniny: zaoblené valúny žúl (do 10 cm) spodnotriasových kremencov (50 × × 30 × 10 cm), bloky gutensteinských vápencov (do 35 cm), reiflinských vápencov (60 × 40 × 8 cm), zlepencov a pieskovcov paleogénu (35 × 20 × 6 cm), slienitých vápencov neokomu (40 × 40 × 10 cm), bloky travertínu — mladší pleistocén-holocén (85 × 25 × 25 cm). Váha niektorých blokov dosahuje podľa odhadu až 60 kg. Relatívny výškový rozdiel od bázy transportu je asi 500 m.

Podobný materiál žulových okruhliakov na mezozoiku Nízkych Tatier opísal A. Droppa (1970, s. 93—101). Tieto valúny vo vrcholovej časti Sinej (k. 1560) a Poludnice (1549) boli interpretované ako zvyšky výšinného sídliska.

Zloženie valúnov lokality Hýrova (k. 1098) vo Veľkej Fatre a ich pozícia nad hauptdolomitom (vrchný karn — spodný nor) jednoznačne vylučuje možnosť ich transportu vplyvom mladšej popaleogénnej tektoniky a vonkajších geologických činiteľov. Tieto horniny sa na uvedenú lokalitu dostali zásahom človeka. Podľa geologickej mapy horniny pochádzajú z identických útvarov, najskôr z miest označených na priloženej situačnej mapke.

Výšinné sídlisko z hallštattskej doby (800—400 r. pred n. let.) z oblasti Hýrovej spomína J. Bárta (1968, s. 255—256) a pozostatky starých kultúr I. Houdek (1930, s. 6). Presnú situáciu tejto archeologickej lokality nebolo však doposiaľ možné určiť (J. Bárta, Archeologický ústav Nitra — písomné zdelenie).

Domnievam sa, že uvedený nález archeologickej lokality geologickou metódou prispeje k vylúčeniu chybných tektonických interpretácií na základe podobného materiálu. Súčasne pomôže archeológom objasniť účel a presnú situáciu výšinného hradiska v tak ťažko prístupnej oblasti.

Recenzoval M. Dušek

## LITERATÚRA

BÁRTA, J. 1968: Pravek Liptova. Krásy Slovenska. Roč. 45, č. 7. Bratislava.

DROPPA, A. 1970: Príspevok k výskytu výšinných hradísk v Liptove. Almanach Liptovského Mikuláša. s. 93—101, 1970. Liptovský Mikuláš.

HOUDEK, I. 1930: Správy Liptovského múzea. s. 6. Ružomberok.

Geologické práce, Správy | 63 | str. 233–234 | GÚDŠ | Bratislava | 1975

J. ŠTOHL – E. JASSINGEROVÁ

# AKO PREDKLADAŤ „PLATE TECTONICS"

V poslednom čase sa i u nás na stránkach odborných geologických publikácií čoraz častejšie vyskytuje termín „plate tectonics". Je to nová globálna tektonická koncepcia, ktorá študuje dynamické procesy a dynamickú históriu Zeme. Vysvetľuje pohyby a deformácie v litosfére na nových princípoch. I u nás sa objavujú pokusy transplantovať poznatky tejto novej vednej disciplíny na tektonický vývoj Západných Karpát. Tým sa súčasne prejavila potreba zaviesť niektoré nové termíny, prípadne nájsť pre ne vhodné ekvivalenty a predovšetkým ich zjednotiť.

Predovšetkým sa zameriame na názov novej vednej disciplíny — plate tectonics. Pôjde nám predovšetkým o vhodný preklad slova „plate". Toto slovo je základom a dokonale vystihuje náplň novej geodynamickej teórie vzniku Zeme. Podľa predstáv tejto teórie zemská kôra-litosféra pozostáva aspoň z desiatky hlavných blokov (dosiek, plástov, platní, kier), ktoré navzájom vytvárajú mozaiku zemskej kôry.

V českej odbornej literatúre sa pre tento nový vedný odbor objavuje termín „desková tektonika", pričom pre jednotlivé segmenty kôry zemskej sa používa výraz pacifická deska, alebo pacifický blok. Mechanické prenesenie tohto výrazu do slovenčiny nie je možné. V češtine má slovo „deska" podstatne širší význam ako v slovenčine „doska". Slovenskému výrazu doska, zodpovedá český termín prkno, pričom v oboch prípadoch sa predpokladá ich zloženie z dreva. V slovensko-anglických slovníkoch pre slovo „plate" sa môže použiť prekladu doska, ale sa predpokladá, že je z pevného materiálu, iného ako drevo, napr. z mramoru, kovu atď. Potom však treba prívlastkom opísať, o akú dosku ide, napr. mramorovú, oceľovú atď. Pre drevenú dosku sú anglické ekvivalenty board, alebo plank.

V Longmansovom English Laroussovi je výraz „plate" definovaný takto: „A thin flat piece of metal etc. of uniform thickness, varying in size and serving various purposes". V oxfordskom Concise Dictionary nachádzame: „Flat, thin usually rigid sheet of metal etc. of even surface and more or less uniform thickness". Tieto definície lepšie vystihujú český výraz deska a v žiadnom prípade nie sú ekvivalentom slovenskej dosky. V slovenčine sa javia vhodnejšie výrazy plát, platňa, štítok atď.

Okrem výrazu dosková tektonika sa používa termín — globálna bloková tektonika. Nezdá sa nám tento výraz najvhodnejší. Termín bloková tektonika je už v geológii v iných súvislostiach. Taktiež slovo blok navádza na predstavu viac-menej izometrického telesa, kde vertikálny rozmer sa približuje horizontálnemu. V prípade „plates" ide o útvary značne pretiahnuté v jednom smere.

Predpokladáme, že pre „plate tectonics" najvhodnejším výrazom v slovenčine by bol názov plátová tektonika. Azda by sa dal používať aj termín platňová tektonika. Obidva výrazy v zmysle Slovníka slovenského jazyka (1963) by boli vhodné (plát: „väčší, tenší, plochý kus niečoho", platňa: „tenšie ploché teleso, pri ktorom prevláda dĺžka nad šírkou"). Za plátovú, alebo platňovú tektoniku sa prihovára aj ich etymologický pôvod spoločný so slovom plate. Obidve sú zrejme latinsko-románskeho pôvodu.

Jednotlivé segmenty litosféry v takomto prípade by sa nazývali: africký plát, euroázijský plát, prípadne platňa.

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 235—236 | GÚDŠ | Bratislava | 1975 |

VLADIMÍR HANZEL

# III. JUHOSLOVANSKÉ SYMPÓZIUM O HYDROGEOLÓGII A INŽINIERSKEJ GEOLÓGII

V dňoch 22.—26. apríla 1974 sa konalo v Opatiji (Juhoslávia) III. juhoslovanské sympózium o hydrogeológii a inžinierskej geológii. Usporiadal ho Jugoslovenski komitet za hidrogeologiju, inžinjersku geologiju i geofiziku za predsedníctva akademika Milana Heraka, profesora Sveučilišta v Zágrebe. Riadiaci výbor tvorili dr. Anton Magdalenič, profesor Sveučilišta v Zagrebe, dipl. inž. Željko Babič, Institut za geološka istraživanja, Zágreb (podpredsedovia) a dipl. inž. Darko Ivičič, Institut za goeloška istraživanja, Zágreb (sekretár).

Svojou náplňou nie sú hydrogeologické a inžinierskogeologické sympóziá špeciálne zamerané iba na niektoré otázky, ale zaoberajú sa širokou škálou problémov a dosiahnutých výsledkov z hydrogeologických a inžinierskogeologických prieskumných prác. Celému radu odborníkov tu predkladajú výsledky svojich prác zástupcovia jednotlivých zväzových republík a organizácií.

Takýto charakter malo aj III. juhoslovanské sympózium. Rokovania prebiehali v dvoch samostatných sekciách, a to v sekcii hydrogeológia a v sekcii inžinierska geológia, geofyzika a seizmológia. Účastníci sympózia dostali zborník referátov, aby si ich mohli vopred preštudovať a pripraviť sa na diskusiu. Na zasadaní autori potom predniesli iba osnovu svojho referátu. Po každom referáte nasledovala diskusia, ktorá bývala veľmi živá a bezprostredná a často mala formu polemiky.

Prvý deň bolo spoločné zasadanie oboch sekcií, na ktorom boli prednesené štyri referáty spracované veľkým kolektívom autorov (približne 20). Spracovanie referátov koordinoval sekretariát Komitétu, ktorý referáty i vopred schválil a odporučil do diskusie na III. sympóziu. Boli to referáty zaoberajúce sa jednak projektovaním hydrogeologických a inžinierskogeologických prieskumných prác, metodikou a cieľmi seizmickej mikrorajonizácie Juhoslávie, jednak hydrogeologickými a inžinierskogeologickými pomermi Istrijského poloostrova.

Ďalšie rokovanie prebiehalo súčasne v oboch sekciách. Do hydrogeologickej sekcie bolo zaslaných 32 referátov, ktoré možno podľa náplne rozdeliť do niekoľkých skupín.

Veľkú skupinu tvorili referáty s regionálnym zameraním. Účastníci boli oboznámení s hydrogeologickými pomermi Chorvátskeho prímoria, hydrogeologickými pomermi Bosny a Hercegoviny, durmitovského flyšu v Čiernej Hore, chemizmom termominerálnych vôd Bosny a Hercegoviny, hydrogeologickými pomermi prímorského krasu a s hydrogeologickými pomermi ďalších menších regiónov.

Ďalšiu skupinu tvorili referáty, ktoré sa zaoberali hydrogeologickými problémami odvodňovania ložísk nerastných surovín, hydrochemickými a hydrogeologickými pomermi ložiska medi „Majdanpek", hydrologickými problémami spojenými s výstavbou priehrad a hydroelektrární (HE Mostar, Salakovac a iné), hydrogeologickými problémami meliorácií, otázkami zachytávania a využívania podzemných vôd, a to i v prímorskej zóne krasu (Orebica) a znečisťovaním zásob podzemných vôd (povodie rieky Spreče, Jale).

Časť prednášateľov sa venovala hodnoteniu režimu podzemných vôd z aspektu hydro-

lógie použitím matematicko-štatistických metód pri analýze minimálnych výdatností, špecifičnosti rozvodníc v krasových územiach, bilancii podzemných vôd a použitiu stochastických metód, úlohe geofyziky v hydrogeologickom prieskume, určovaniu veku vôd na základe plynnej zložky a ďalším otázkam. V tejto časti bol prednesený i referát, ktorý účastníkov oboznámil so základnou problematikou a kategorizáciou zásob podzemných vôd (B. Filipović). V Juhoslávii sa totiž dodnes výpočet zásob podzemných vôd nerobí a neexistuje preto ani ich kategorizácia.

V sekcii inžinierska geológia a geofyzika bolo prednesených 20 referátov. V prevažnej časti príspevkov sa autori zaoberali výsledkami inžinierskogeologického a geofyzikálneho prieskumu zosuvných území (zosuv Čerevič, Glišine vode pri Priboju), charakterom deformácií a zosunov uhoľných ložísk (ložisko „Marica-istok"), inžinierskogeologickou typizáciou zosunov, vznikom zosunov a všeobecnými inžinierskogeologickými faktormi dôležitými pri sanácii zosunov.

Ďalšia časť príspevkov sa zaoberala výsledkami inžinierskogeologického prieskumu pre potreby výstavby priehrad a hydroelektrární (HE Titograd, HE Grabovica, HE Salakovac), výstavbou tunela „Učka" na Istrijskom poloostrove a celkove dopravným staviteľstvom.

Iba v jednom referáte bola venovaná pozornosť metodike zostavenia špeciálnej inžinierskogeologickej mapy Srbska (v mierke 1:500 000) pre potreby seizmickej mikrorajonizácie. Ojedinele sa pozornosť upriamila i na použitie geofyziky v inžinierskogeologickom prieskume. Účastníci sympózia boli oboznámení i s budovaním základnej siete pre registráciu silného zemetrasenia v Juhoslávii, o výsledkoch prieskumu seizmičnosti v Macedónsku a neotektonickej aktívnosti a seizmike v údolí Crne Reke.

Na záver sympózia boli usporiadané dve jednodňové exkurzie. Na prvej exkurzii sa účastníci oboznámili s hydrogeologickými pomermi Istrijského poloostrova (smer Opatija — Plomín — Pazín — Motovun), pričom videli rad zaujímavých podmorských výverov krasových vôd (Ika-Ičica, Medveja), rôzne druhy krasu (Čepičko polje, pazinski ponor Fojba) a oboznámili sa s výstavbou klenbovej priehrady v krásnom území.

Druhý deň bola exkurzia po chorvátskej prímorskej oblasti (Rieka — Bakarský záliv — Senj — Otočac). Cieľom exkurzie bolo oboznámiť účastníkov s hydrogeologickými a inžinierskogeologickými pomermi tohto územia. Veľmi zaujímavá bola návšteva podzemnej hydroelektrárne Senj a oboznámenie sa s problémami jej výstavby. Využívaná je tu voda rieky Lika a Gacka, ktoré sú navzájom prepojené podzemným tunelom Lika-Gacka. Podzemným tunelom prerazeným v krasovom komplexe je voda privádzaná na 3 Franciscího turbíny z nadmorskej výšky 437,0 m z povrchovej nádrže Gusič Polje na úroveň Jadranského mora pri meste Senj.

Záverom možno konštatovať, že sympózium poskytlo dobrý obraz o úrovni súčasnej juhoslovanskej hydrogeológie a inžinierskej geológie. Pozoruhodné sú najmä výsledky, ktoré juhoslovanskí kolegovia získali pri riešení praktických i teoretických hydrogeologických a inžinierskogeologických problémov v krasových územiach. Nevyriešené však stále zostávajú niektoré u nás už doriešené otázky, napr. zavedenie etapovitosti prieskumných prác, výpočtov a klasifikácie zásob podzemných vôd a iné.

| Geologické práce, Správy | 63 | str. 237—238 | GÚDŠ | Bratislava | 1974 |

M. KOCHANOVÁ — V. KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ

## BEMERKUNGEN ZUR LOKALITÄT „BLESKOVÝ PRAMEŇ BEI DRNAVA„ IM SLOWAKISCHEN KARST

Die klassische paläontologische Lokalität, die von J. Stürzenbaum und M. Madersbach (1877) in den dunklen krinoidenreichen Lumachellenkalken der oberen Trias des Slowakischen Karstes entdeckt wurde, war eine ziemlich lange Zeit eines der stratigraphischen Probleme der Westkarpaten. Der Grund dafür ist in der reichen Makrofauna von Cephalopoden, Brachiopopoden, Bivalvien und Gastropoden zu suchen, die aber kein einheitliches Bild über die Stratigraphische Position dieser Schichtfolge bieteten. Die zusammenfassenden historischen Angaben zu diesem Problem sind in der Arbeit „Molluskenfauna des Bleskový prameň bei Drnava" V. Kollárová-Andrusovová — M. Kochanová (1973, S. 13—17) enthalten.

Diese Bemerkungen haben zum Ziel eine Erklärung zu einigen Neuangaben in der Literatur/H. Kozur, 1972, 1973) über die Faunenvergesellschaftungen dieser Lokalität darzulegen und so die Zitierung solchen Arten, die das Bild über die betreffende Assoziation verzerren, verhindern. Es handelt sich nämlich um die folgenden Arten: *Choristoceras marshi* Mojsisovics, *Rhabdoceras suessi* Hauer and *Rahetavicula contorta* Portlock, die sich nach H. Kozur (1972, 1973) in diesem Biotop befinden sollen. Die Art *Choristoceras marshi* wurde aus dieser Lokalität von J. Stürzenbaum (1879, S. 287) erwähnt und diese Angabe erschien neuerlich in der Arbeit von H. Kozur (1973, S. 14). Die beiden anderen Arten führt H. Kozur (1972, S. 388) als eigene Funde an. Unserer Meinung nach handelt es sich in allen diesen Fällen höchstwahrscheinlich um eine unrichtige Bestimmung, die durch den ungenügenden Erhaltungszustand der gefundenen Individuen verursacht wurde. Zu dieser Ansicht führte uns die Tatsache, dass kein faktologisches Material für alle die erwähnten Arten vorliegt. Das Vorkommen der genannten Arten konnte weder unter dem revidierten alten Material noch unter den neugefundenen Fossilien dieser Lokalität festgestellt werden. Es ist auch zu bemerken, dass das langfristige Sammeln des Faunenmaterials in diesem Gebiet durch auch so erfahrene Fachleute in den Fragen des Rhäts wie D.A.B. Pearson kein einziges Exemplar der obengenannten Arten gebracht hat. Ebenso konnte während unserer Revision des alten Materials aus den Sammlungen der Ungarischen Geologischen Anstalt (Magyar Állami Földtani Intézet) in Budapest keine der betreffenden Arten gefunden werden. Bemerkenswert ist auch dass nach den gegenwärtigen Kenntnissen weder *Choristoceras marshi* noch *Rahbdoceras suessi* aus den Westkarpaten bekannt ist. Im Gegenteil, *Rahetavicula contorta* gehört in diesem Gebiet in der Schichtfolge, die bis jetzt als Rhät bezeichnet wurde, zu den üblichen Fossilien. Die begleitenden Arten sind aber immer ganz verschieden von denen, die die Vergesellschaftung des „Bleskový prameň" bilden.

* RNDr. M. Kochanová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

RNDr. V. Kollárová-Andrusovová, CSc., Geologický ústav SAV, ul. Obrancov mieru 41, Bratislava

## LITERATUR

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. – KOCHANOVÁ, M. 1973: Molluskenfauna des Bleskový prameň bei Drnava (Nor, Westkarpaten). Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften. 234 S., 28 Taf. Bratislava.

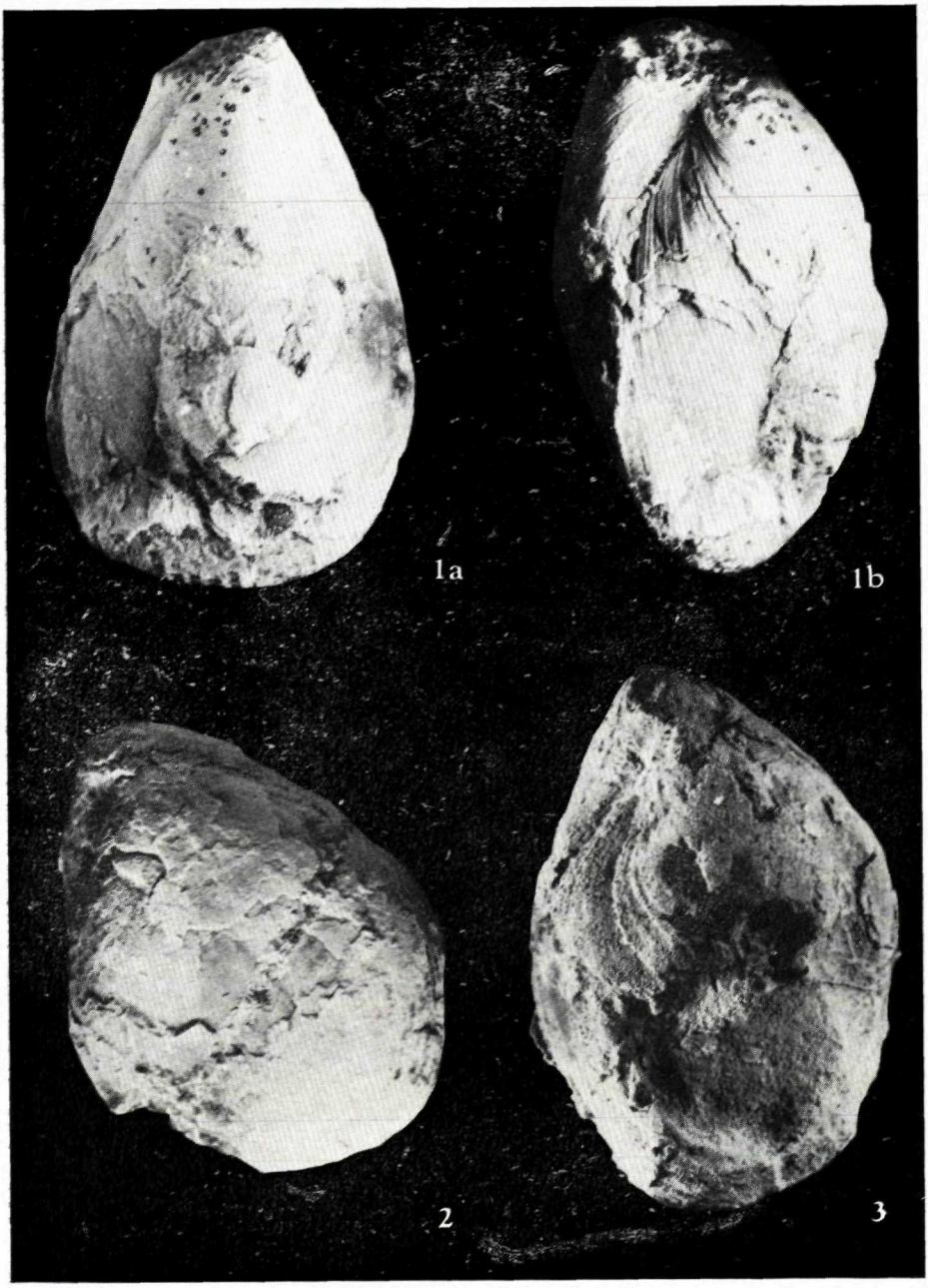
KOZUR, H. 1972: Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen-und Unterstufengliederung der Trias. Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, Bd. 21. 2. 361–412. Innsbruck.

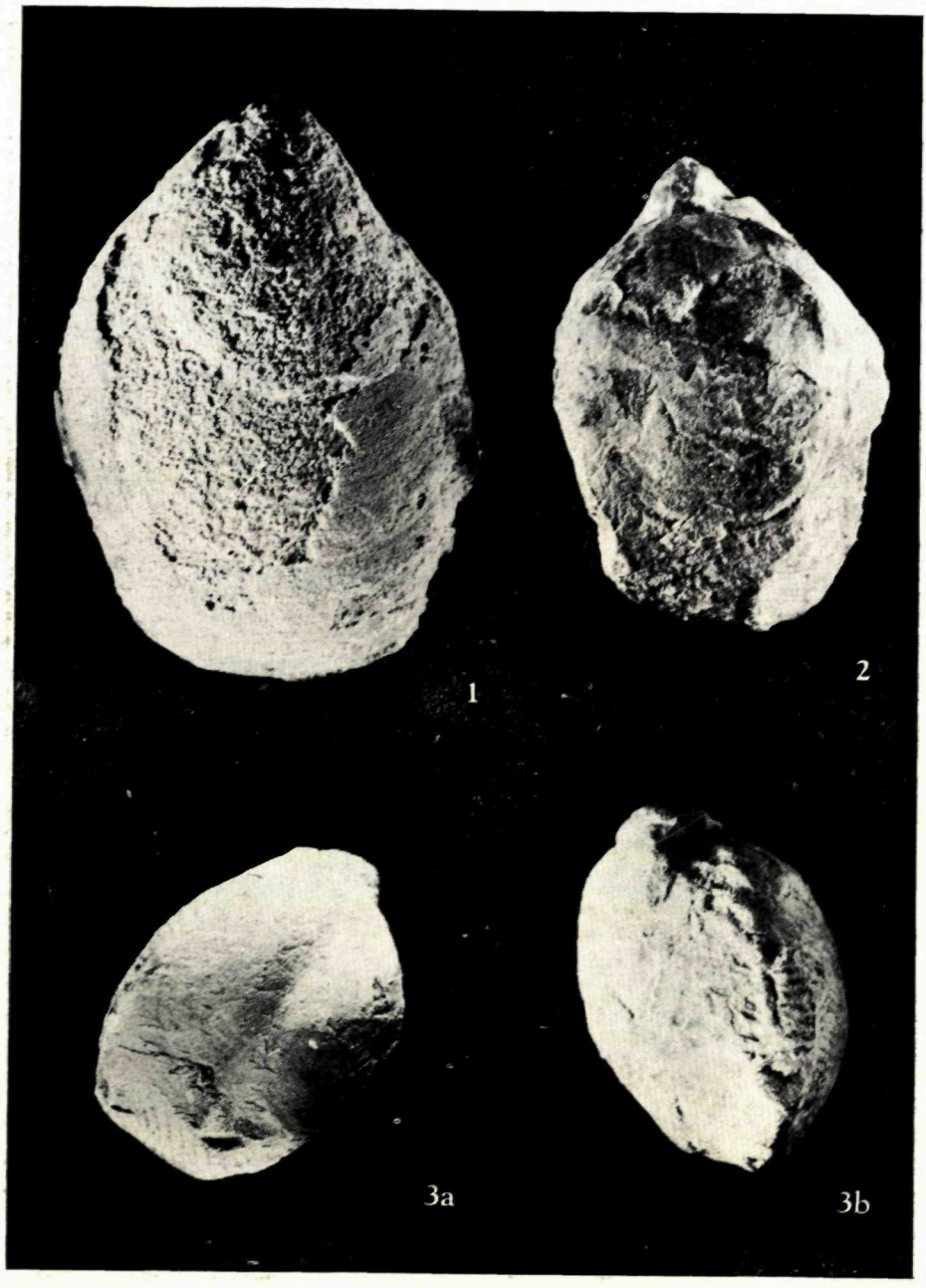
KOZUR, H. 1973: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. Geolog. Paläontol. Mitteilungen von Innsbruck, Bd. 3. S. 3–55. Innsbruck.

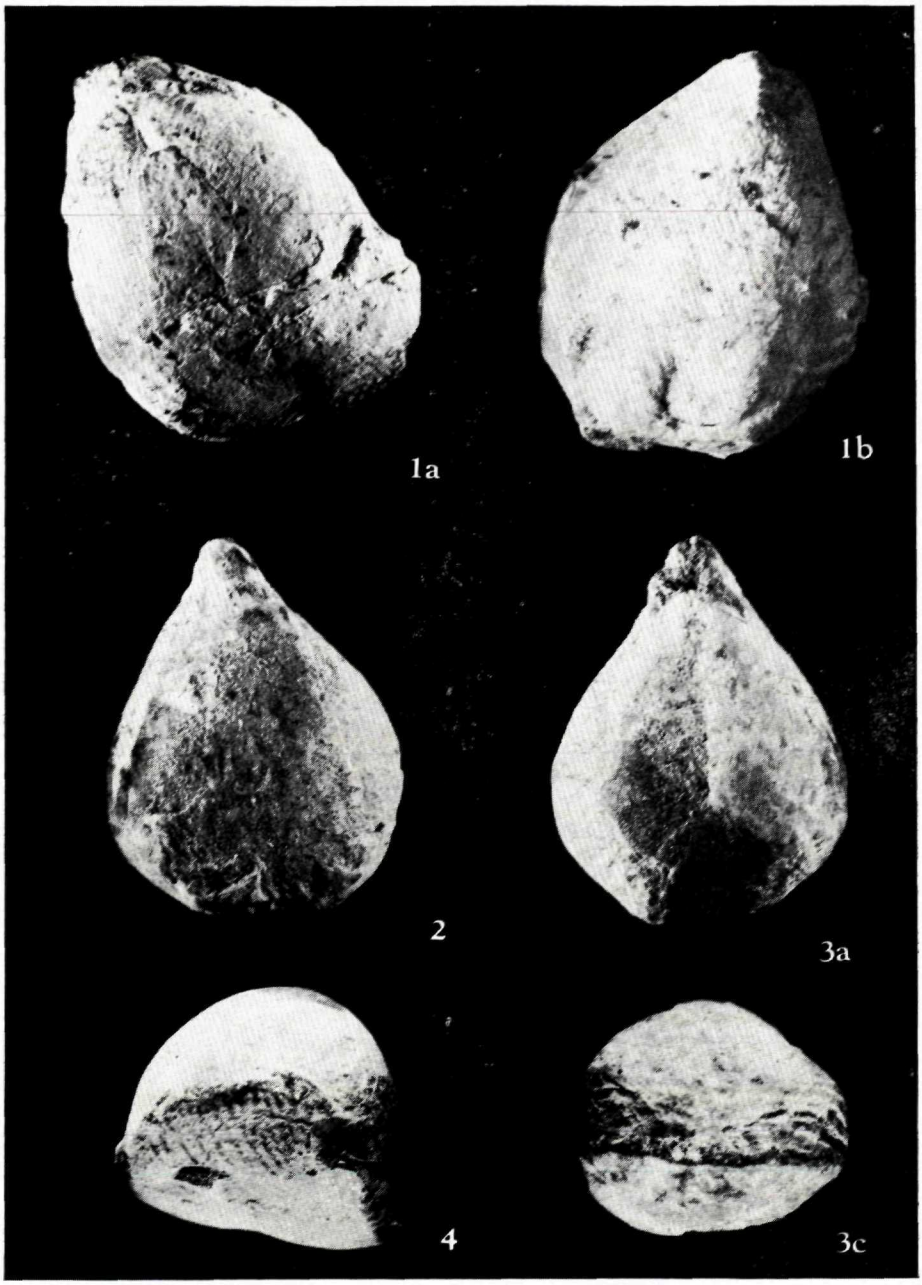
**GEOLOGICKÉ PRÁCE**
**SPRÁVY 63**

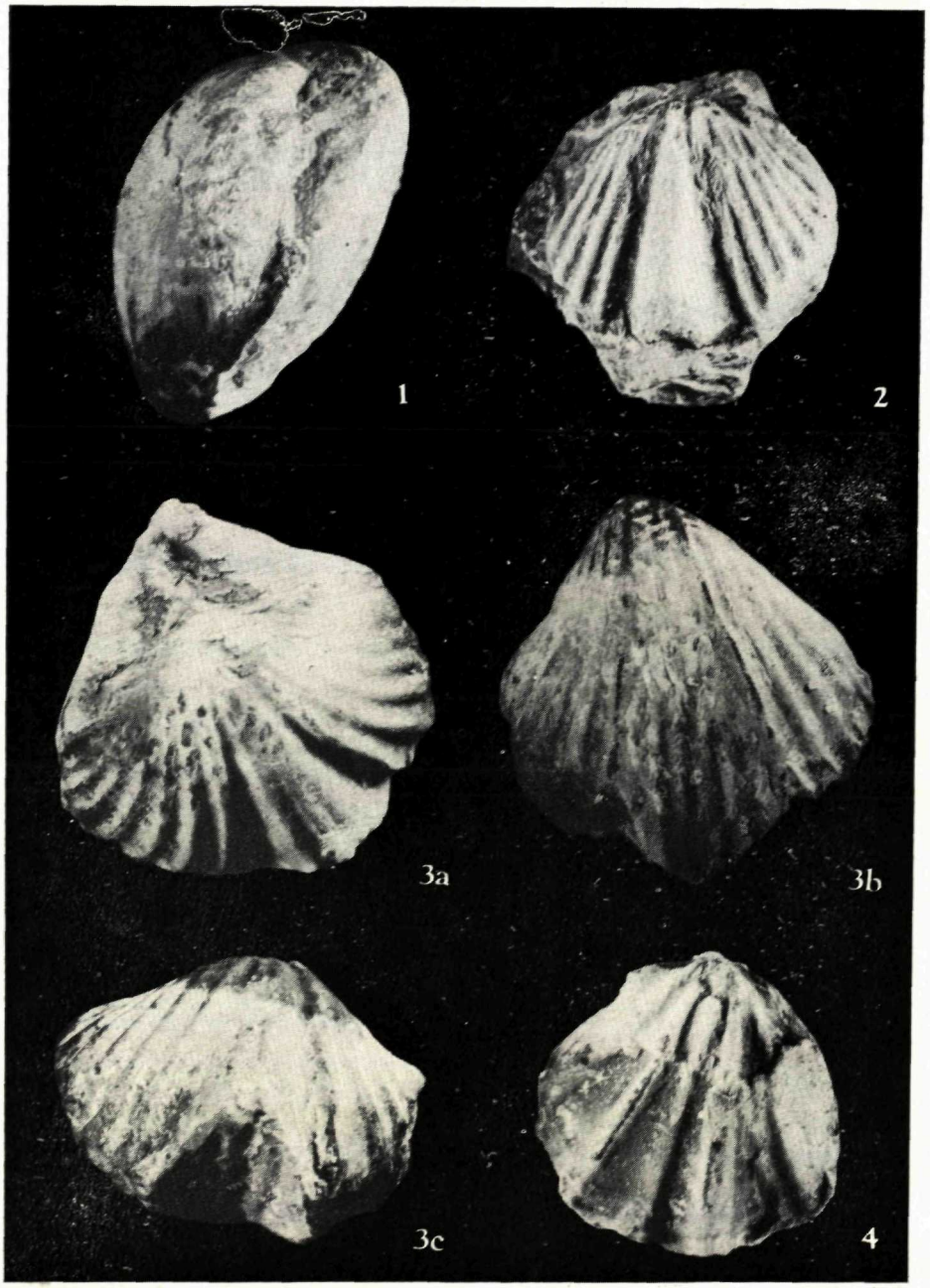
---

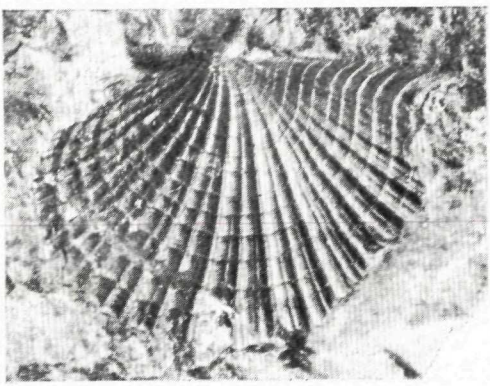
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1975.
Vedecký redaktor: RNDr. O. Samuel, DrSc.
Vytlačila Svornosť Kníhtlačiareň, n. p., Bratislava roku 1975
Tematická skup. 03/9. Číslo povol. SÚKK 1197/—1973
Rozsah AH 19,84, VH 20,27, cena brož. výtl. 33,— Kčs


1a
1b
2
3

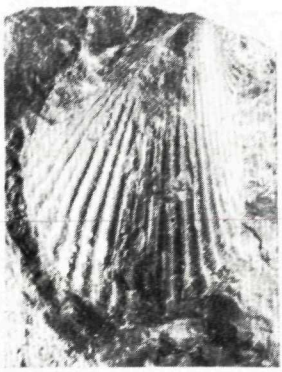

1
2
3a
3b


1a
1b
2
3a
4
3c


1
2
3a
3b
3c
4



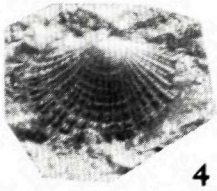
1



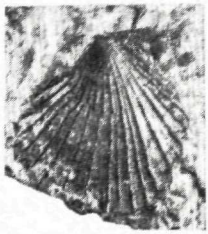
2



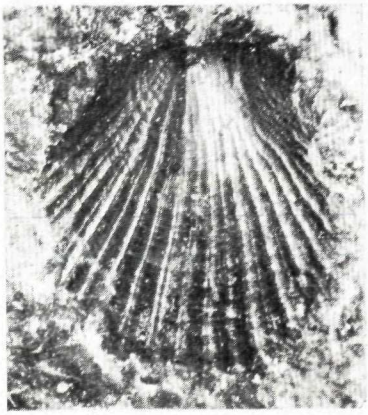
3



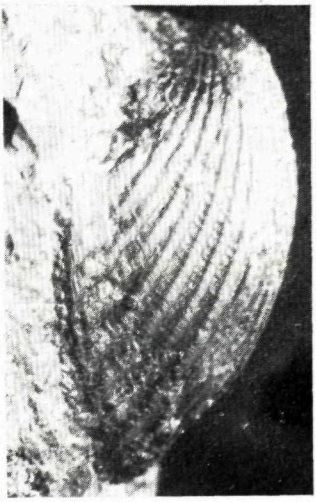
4



5



6



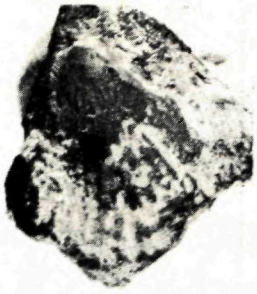
7



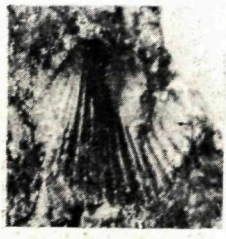
1



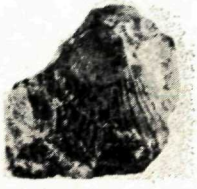
2



3



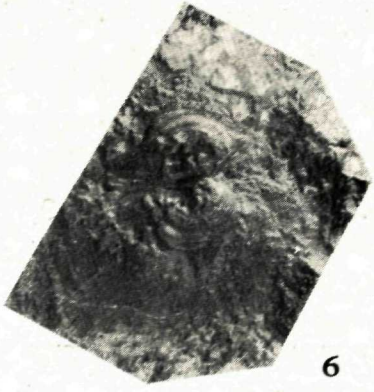
5



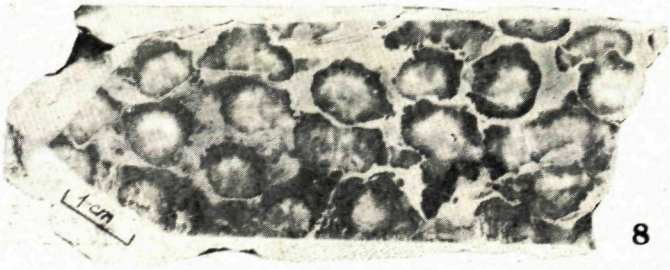
4



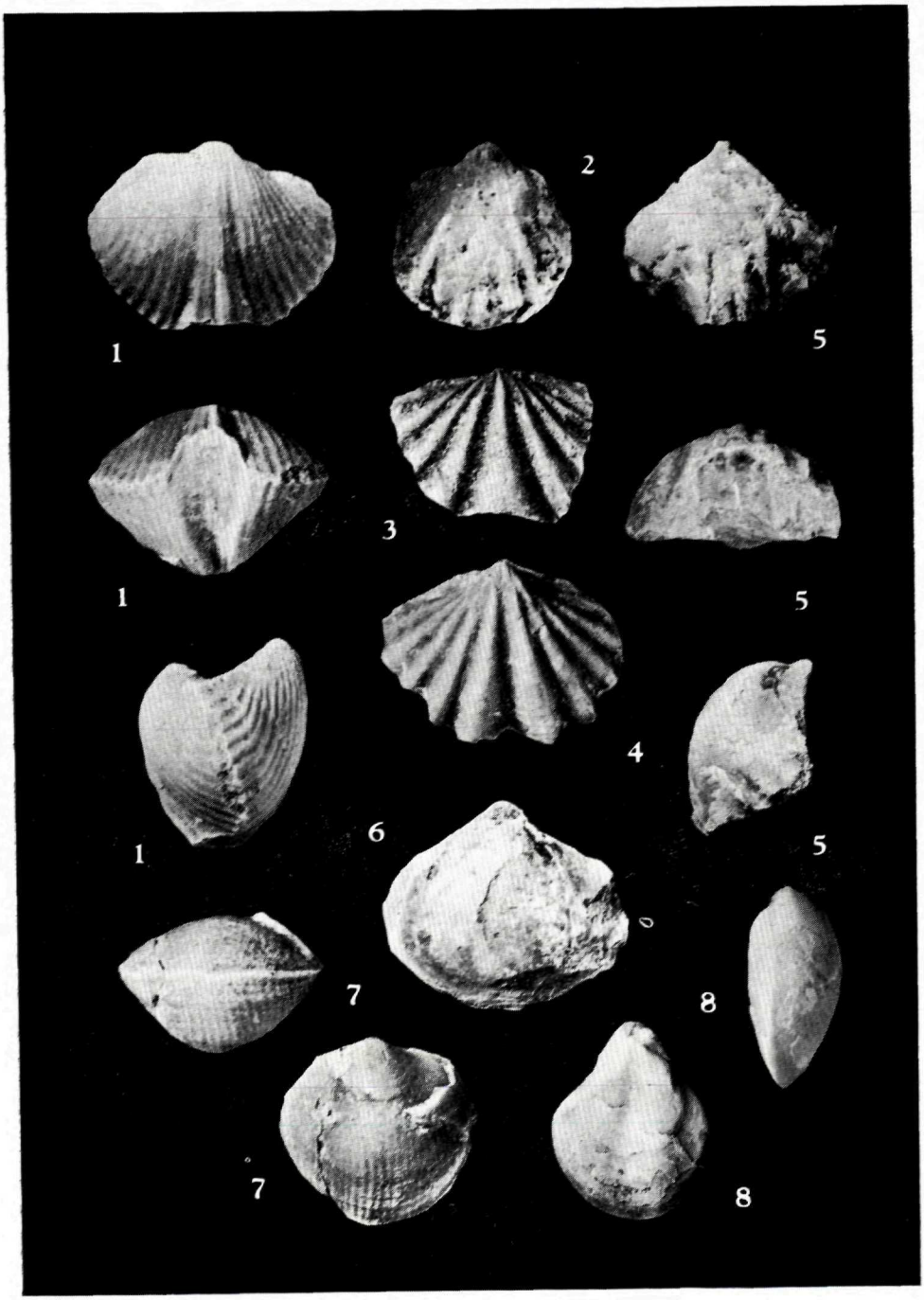
7



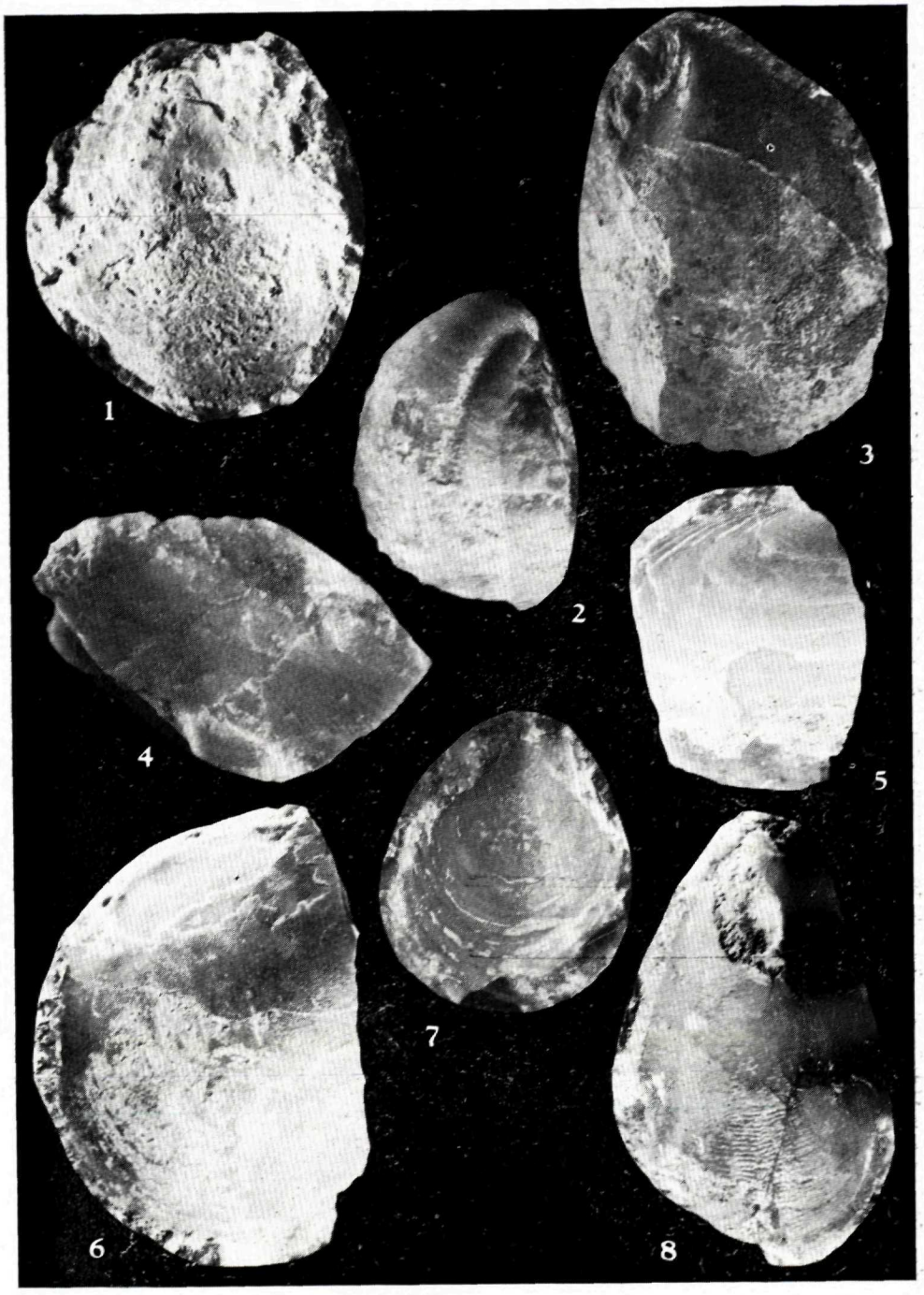
6

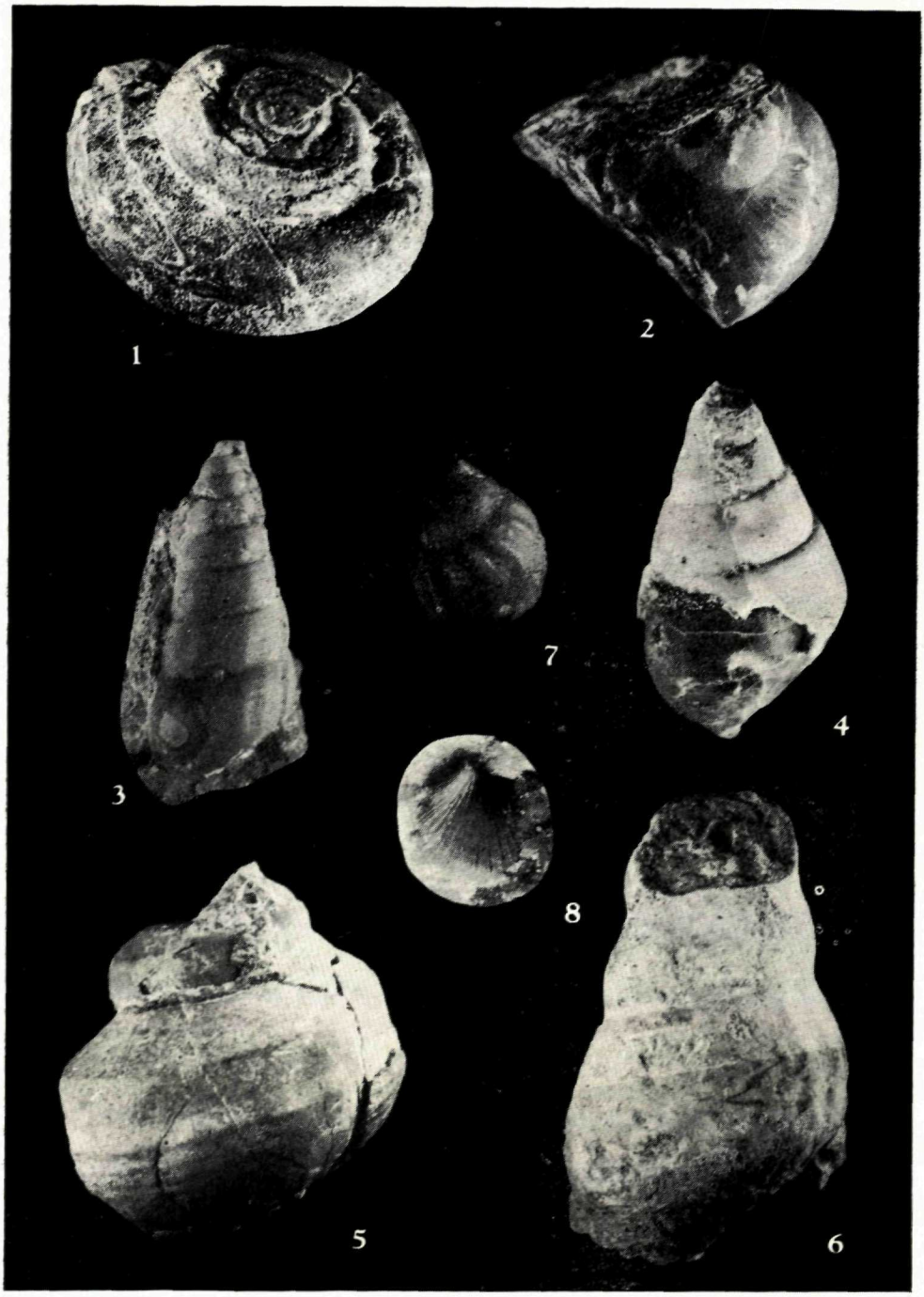


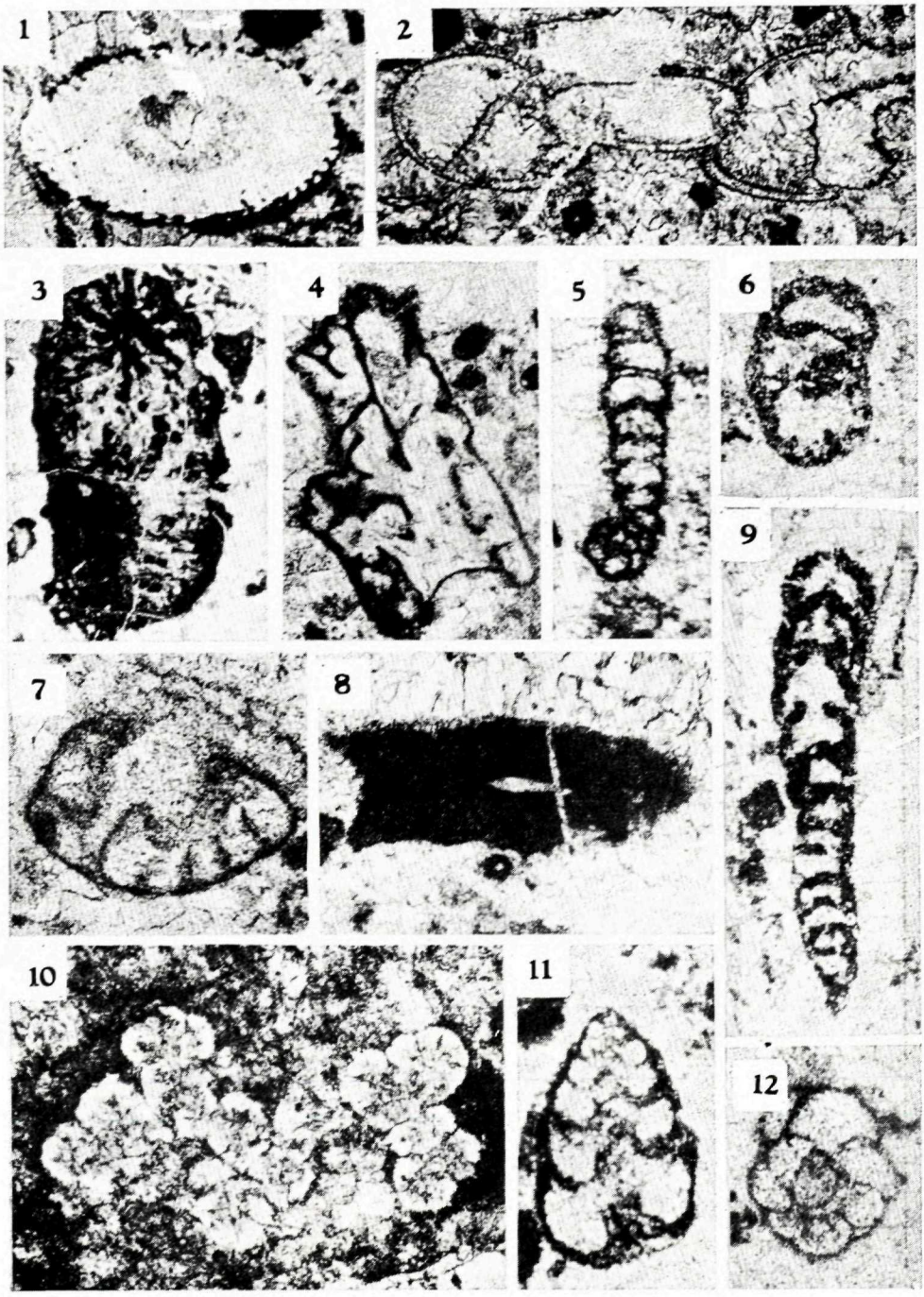

8


1
2
5
1
3
5
1
4
6
5
7
8
7
8

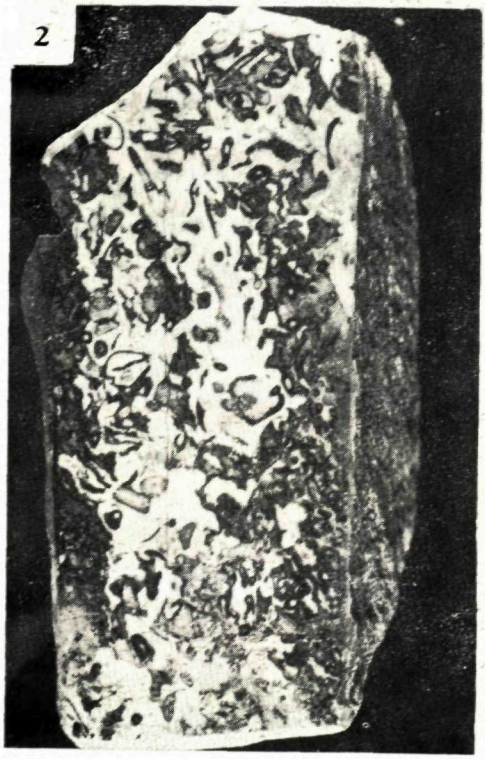

1
2
3
4
5
6
7
8

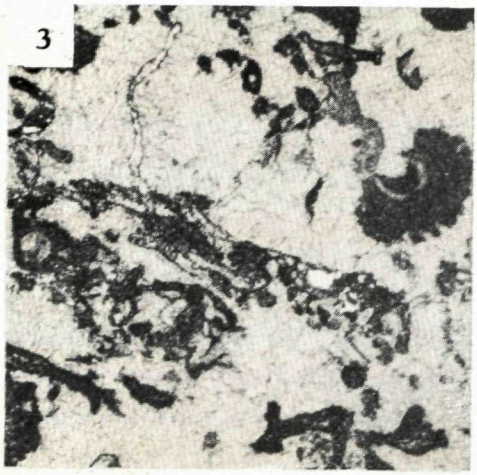

1
2
3
4
5
6
7
8

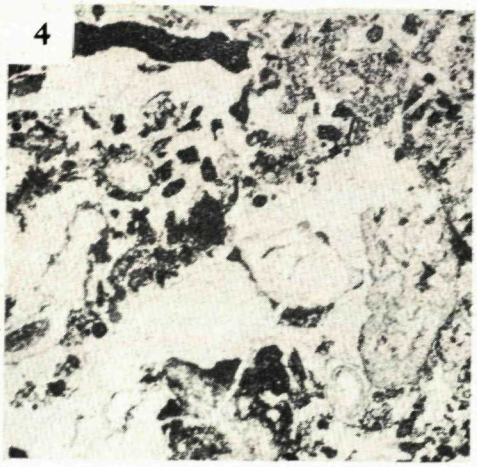

1
2
3
7
4
8
5
6

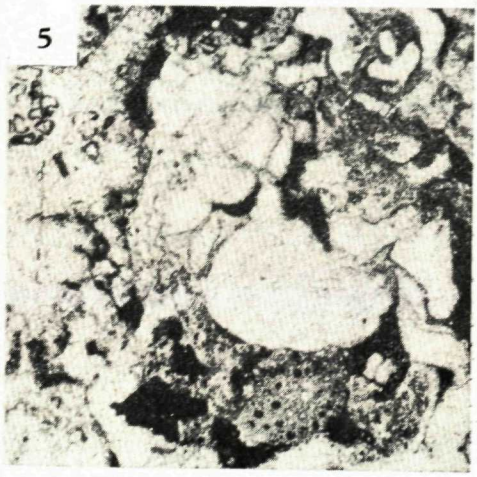

1
2
3
4
5
6
9
7
8
10
11
12


1

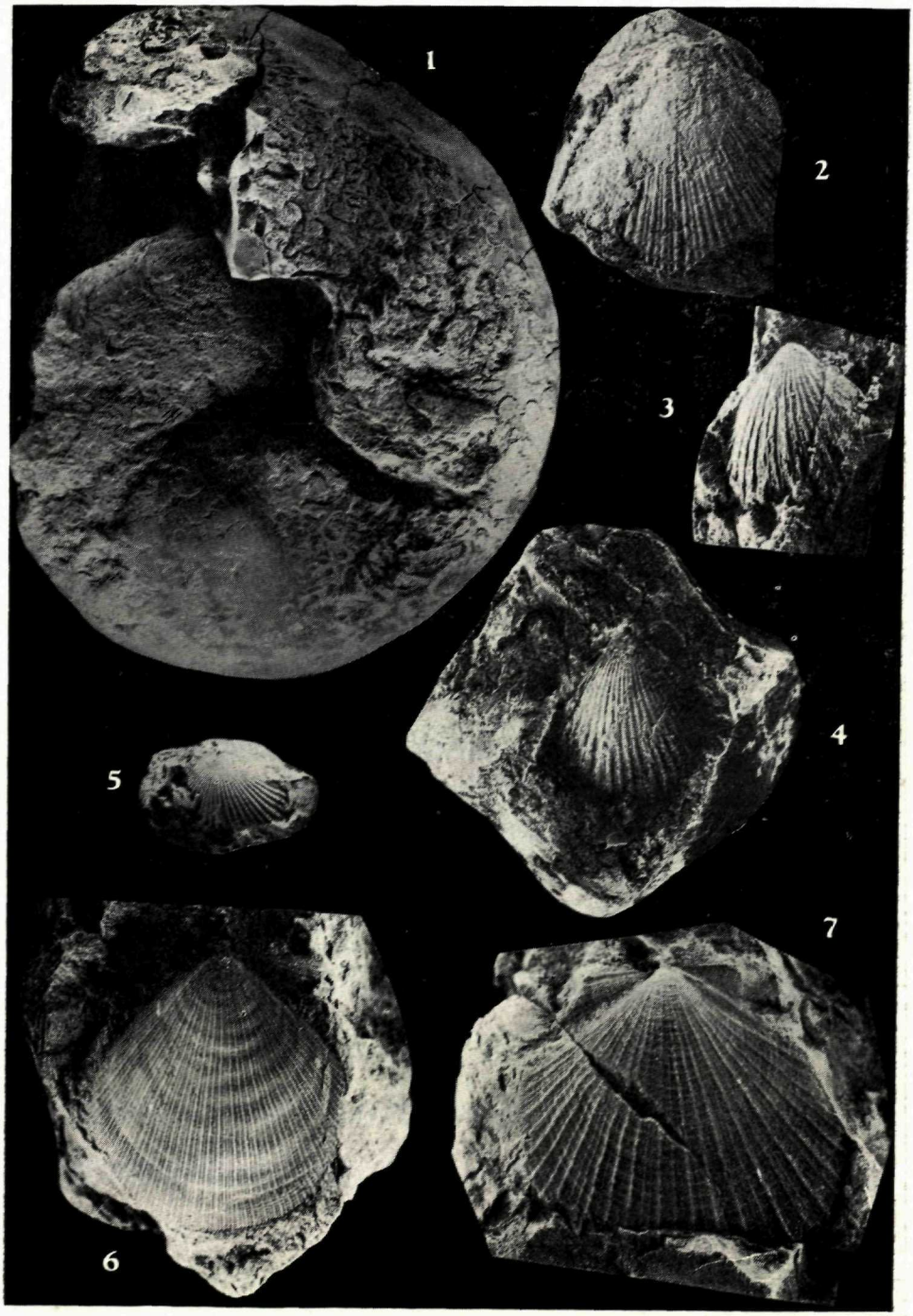

2


3

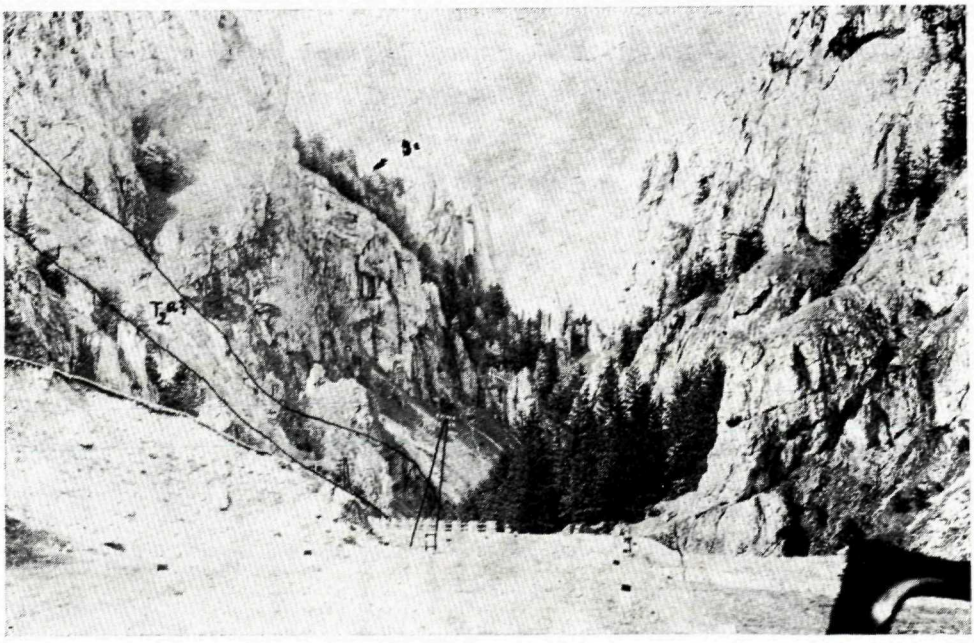

4

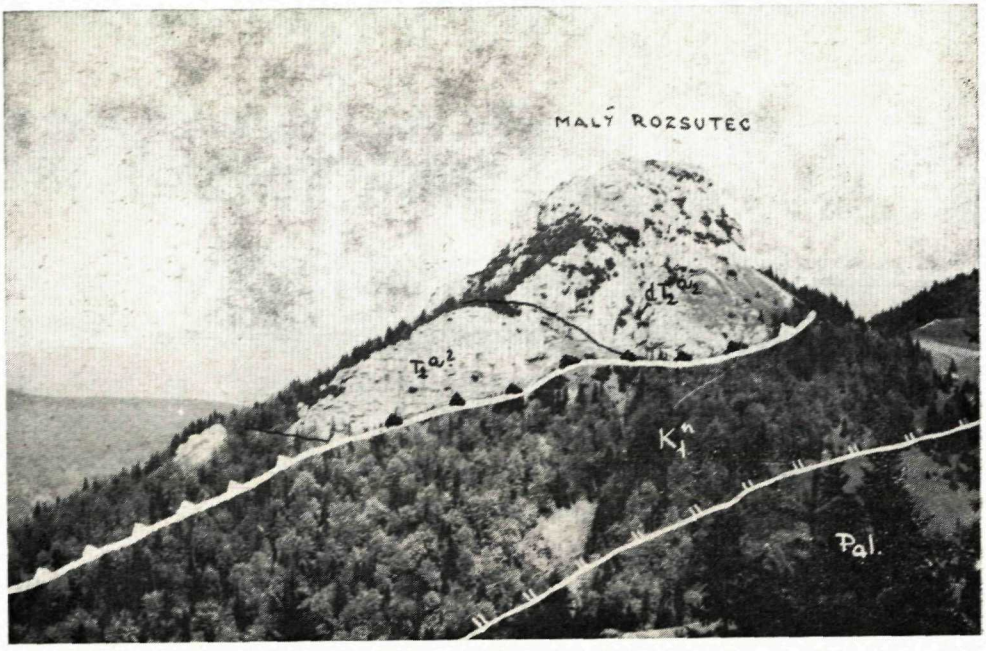

5

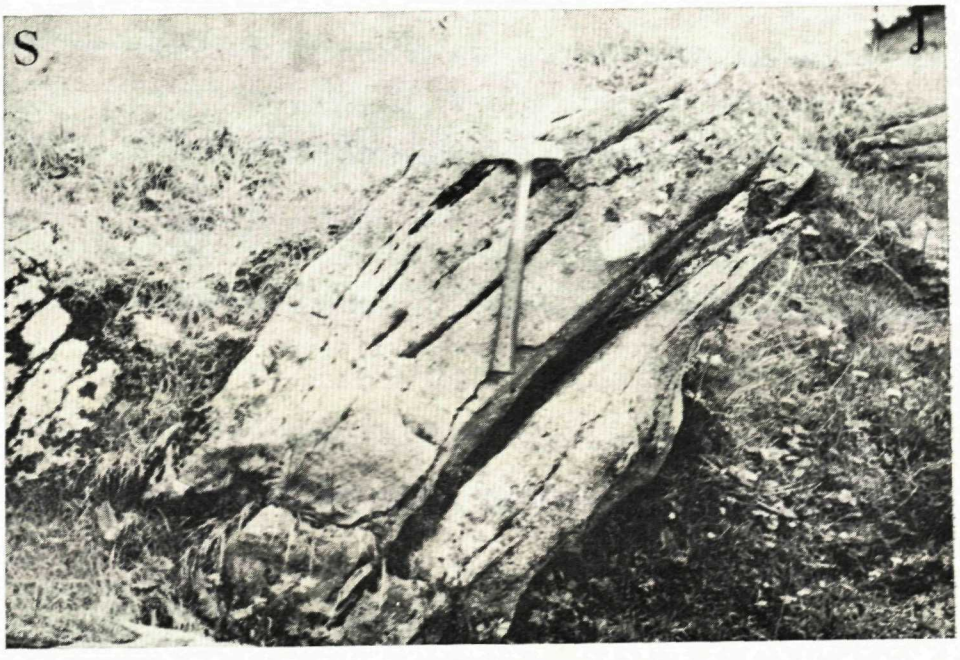

1
2
3
4

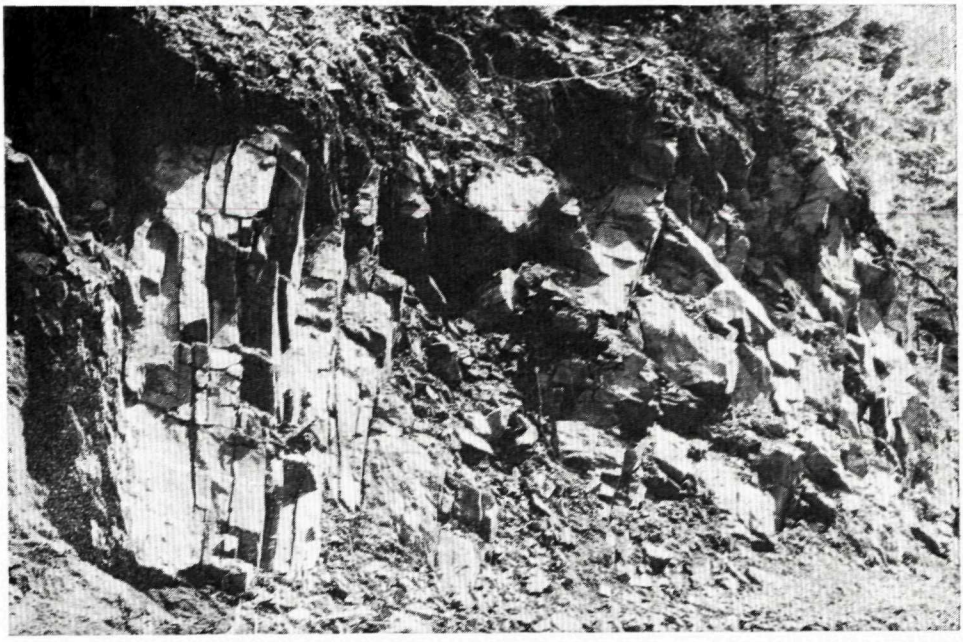

1
2
3
4
5
6
7






MALÝ ROZSUTEC
$d_2^{a_2}$
$T_2^{a_2}$
$K_1^n$
Pal.

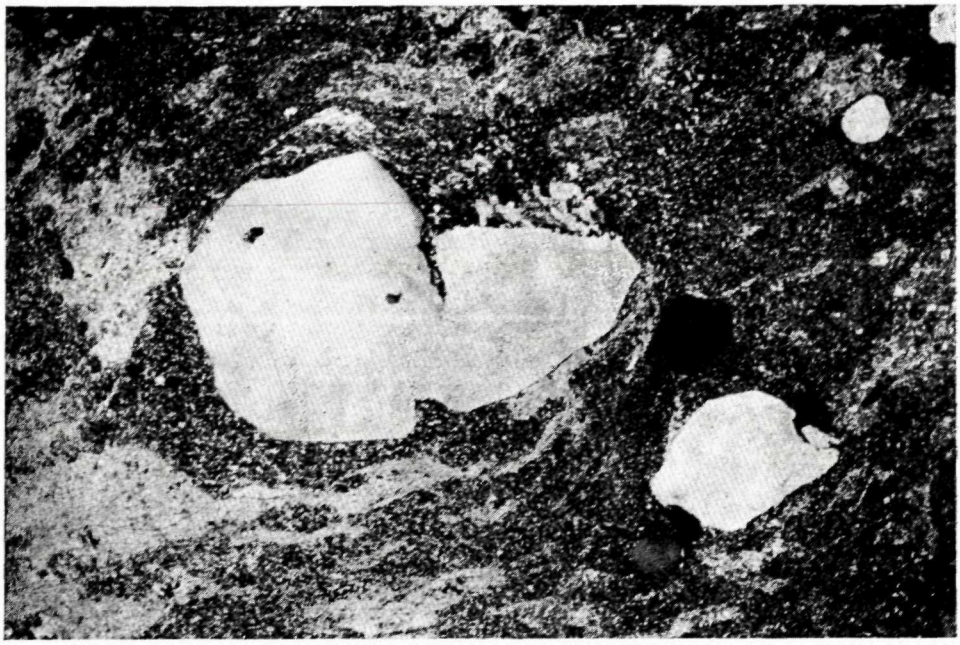

S
J

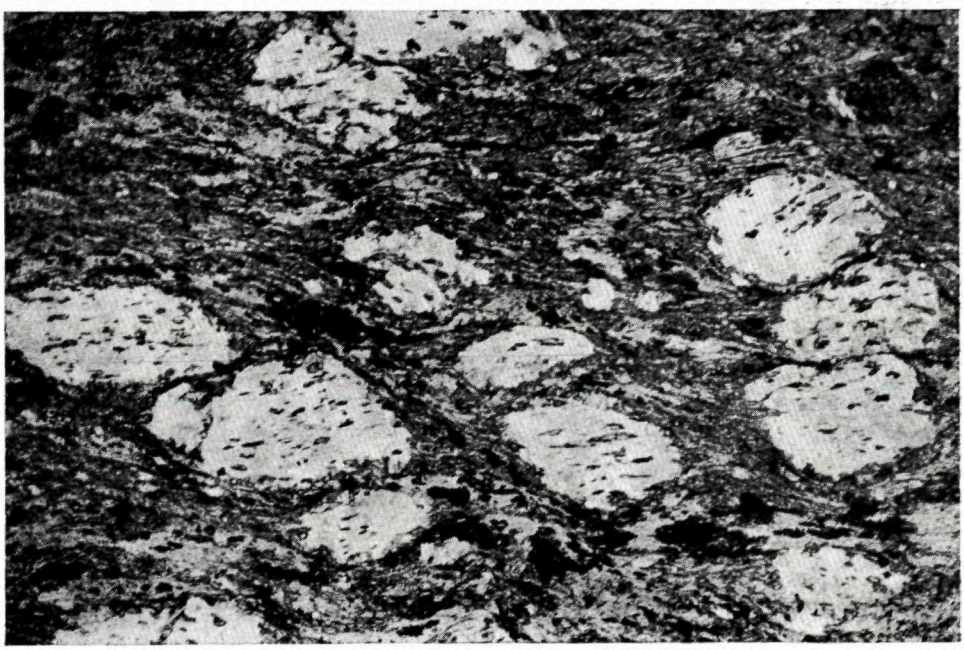




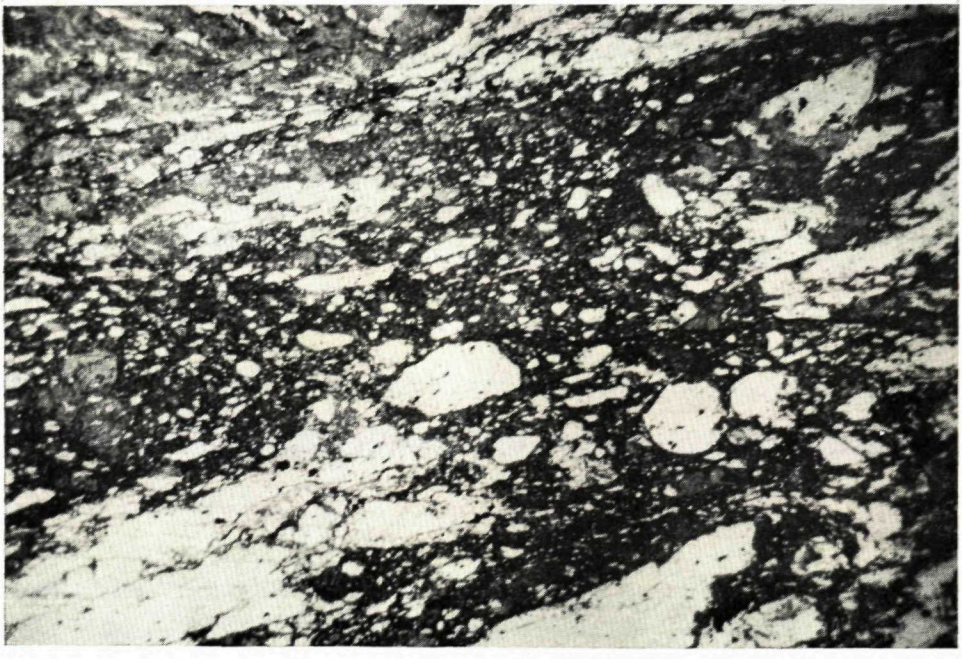


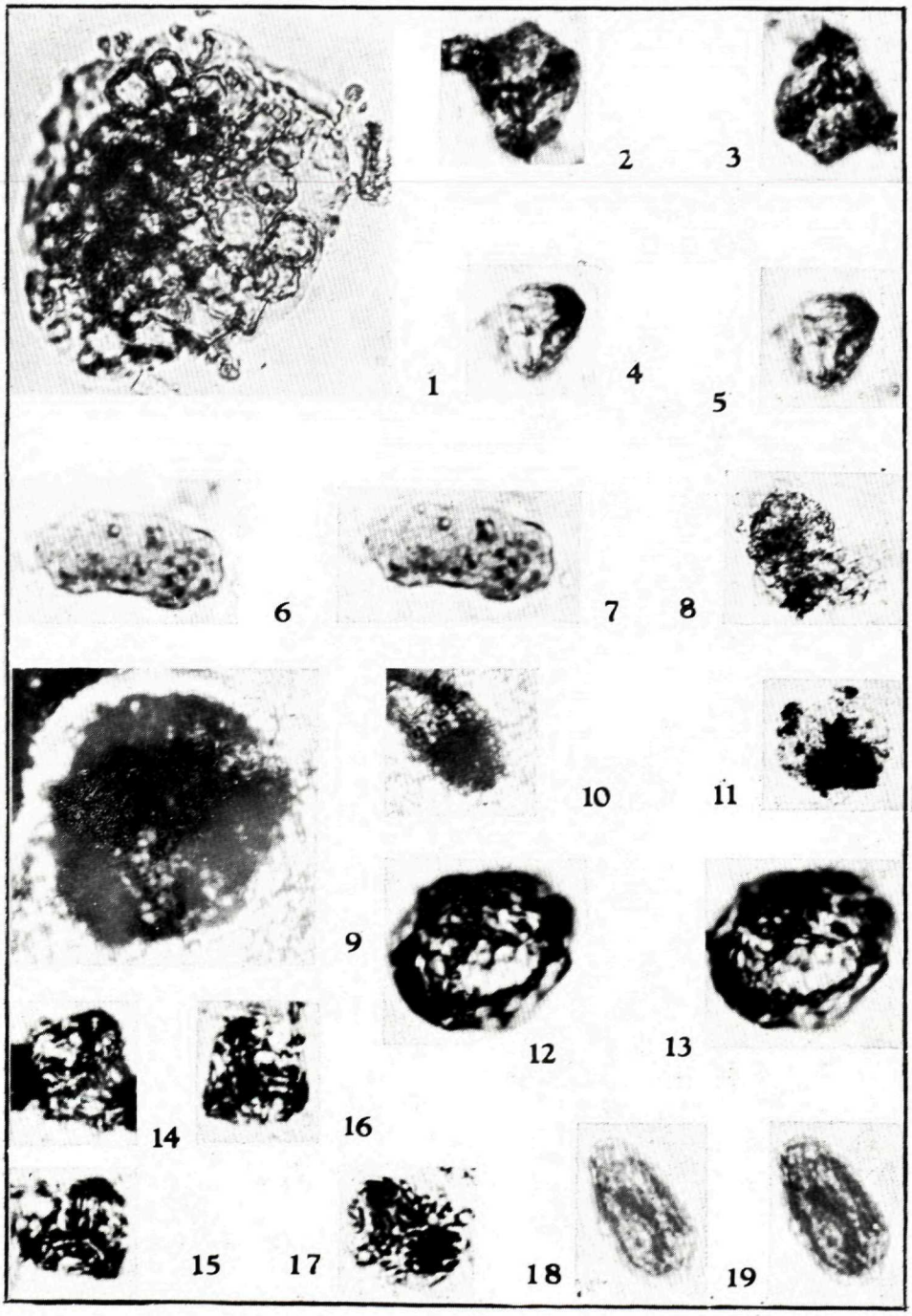


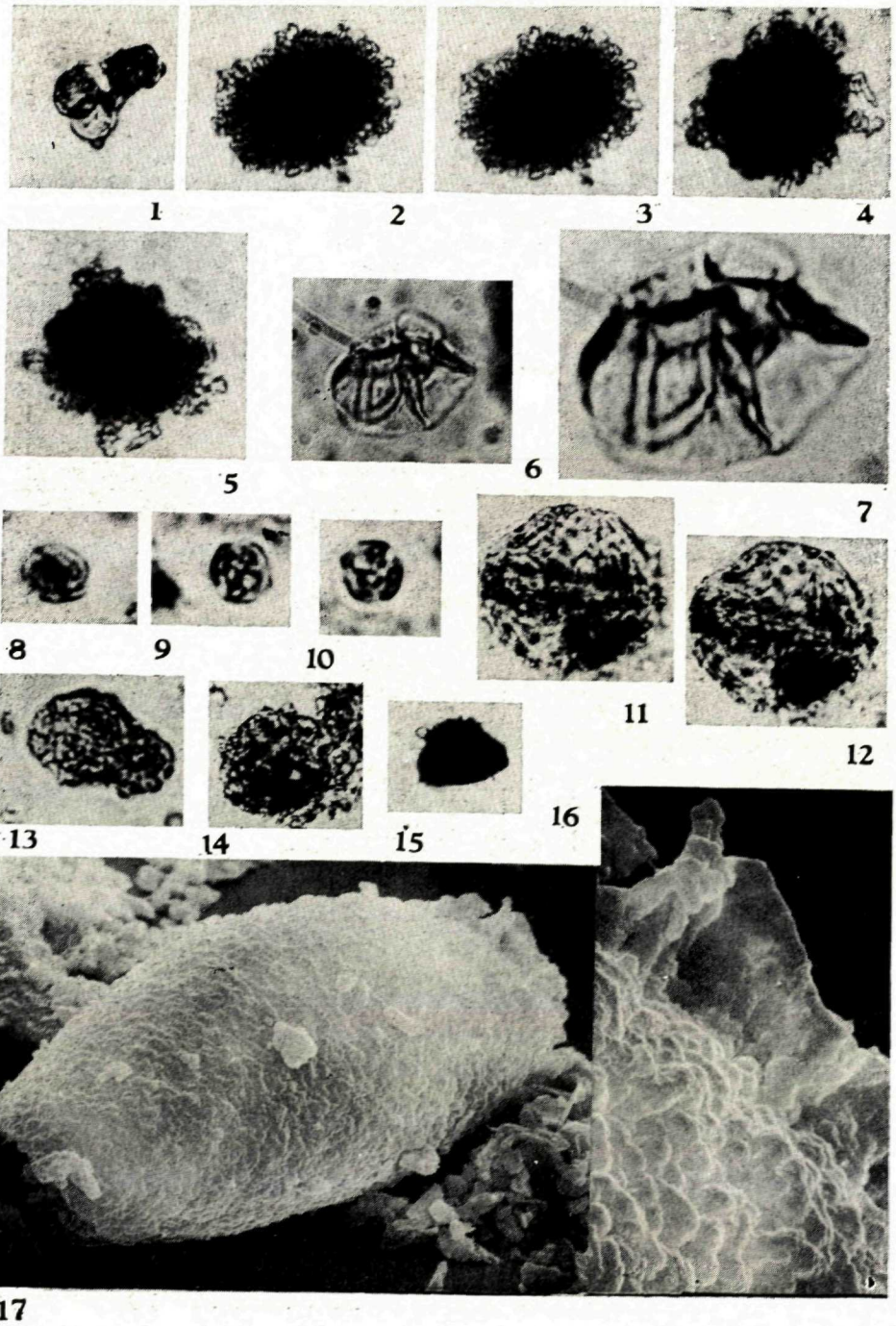


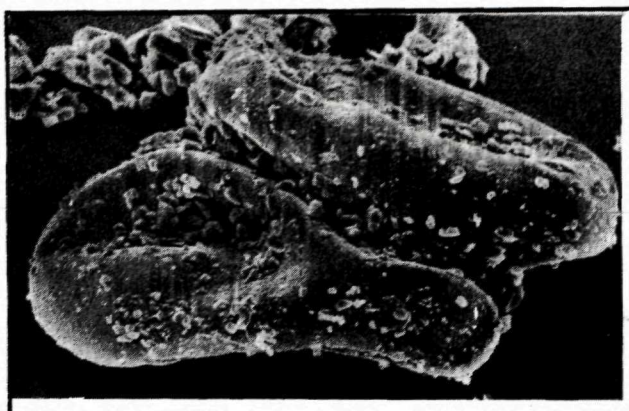







1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

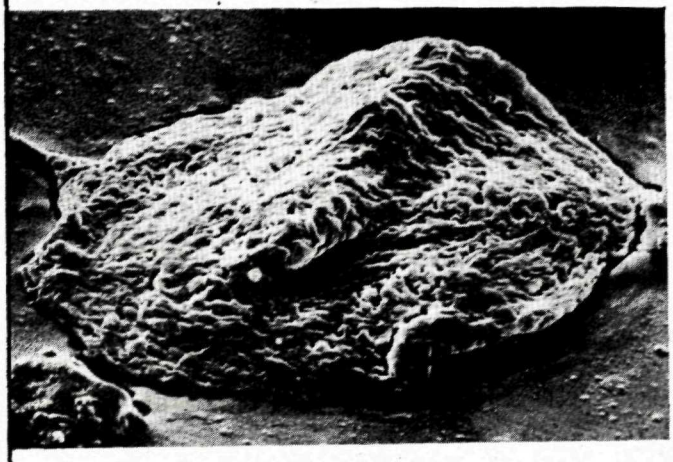

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17



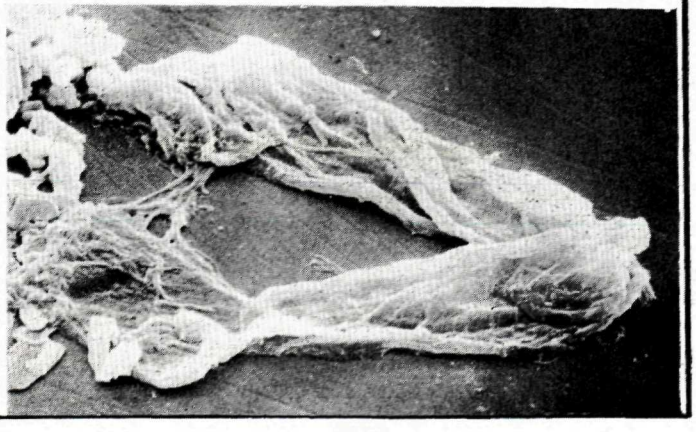
1



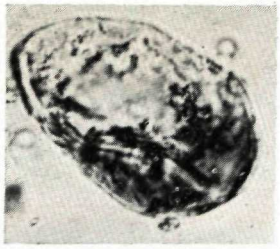
2



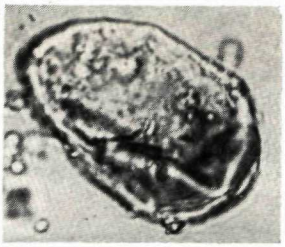
3



4



1

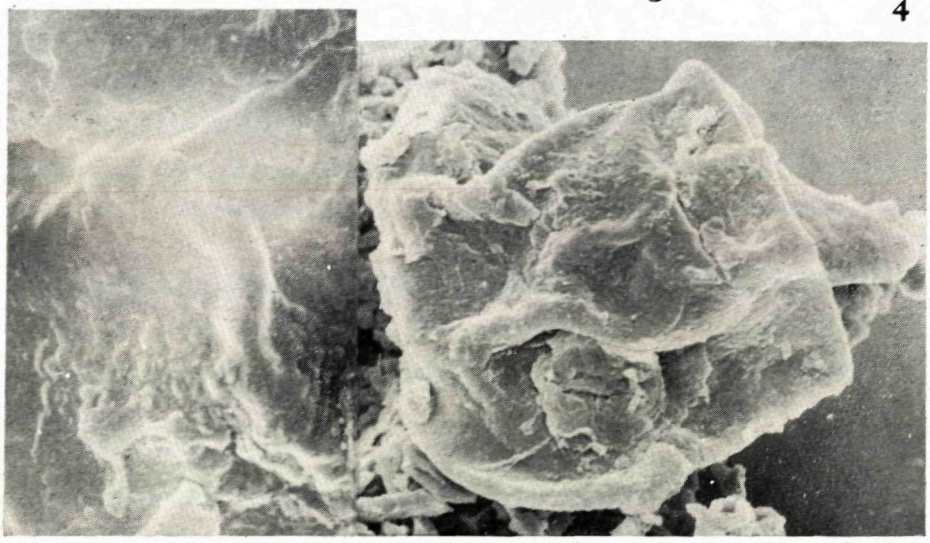


2



3

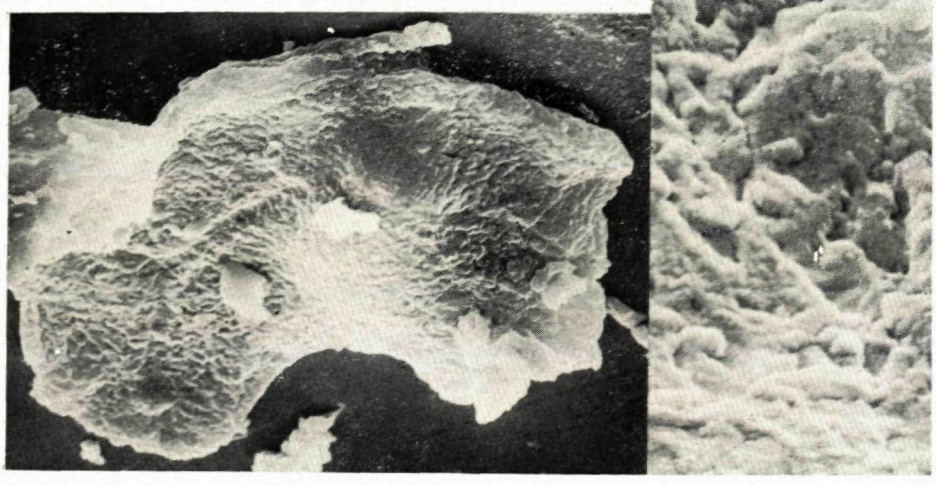
4

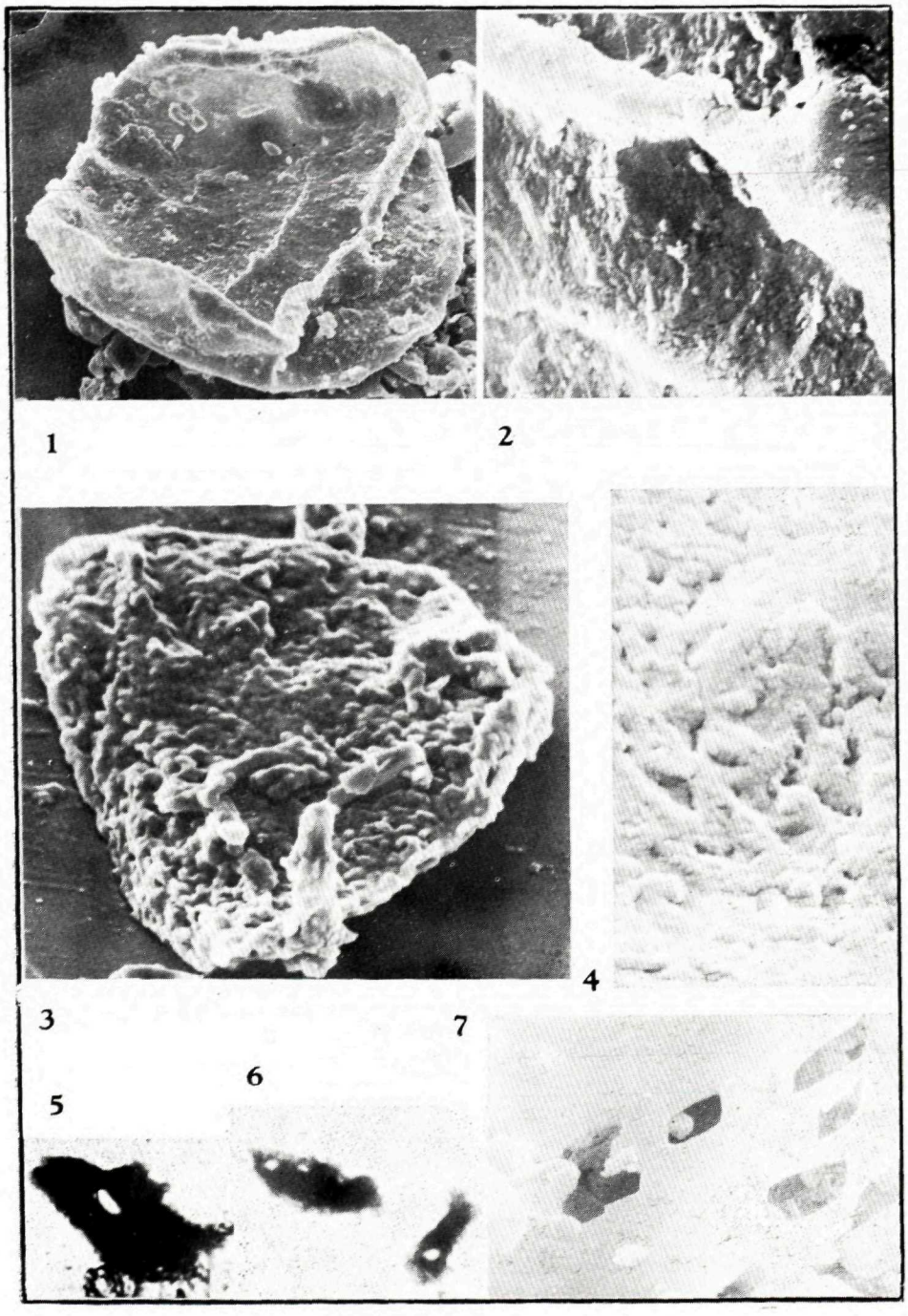


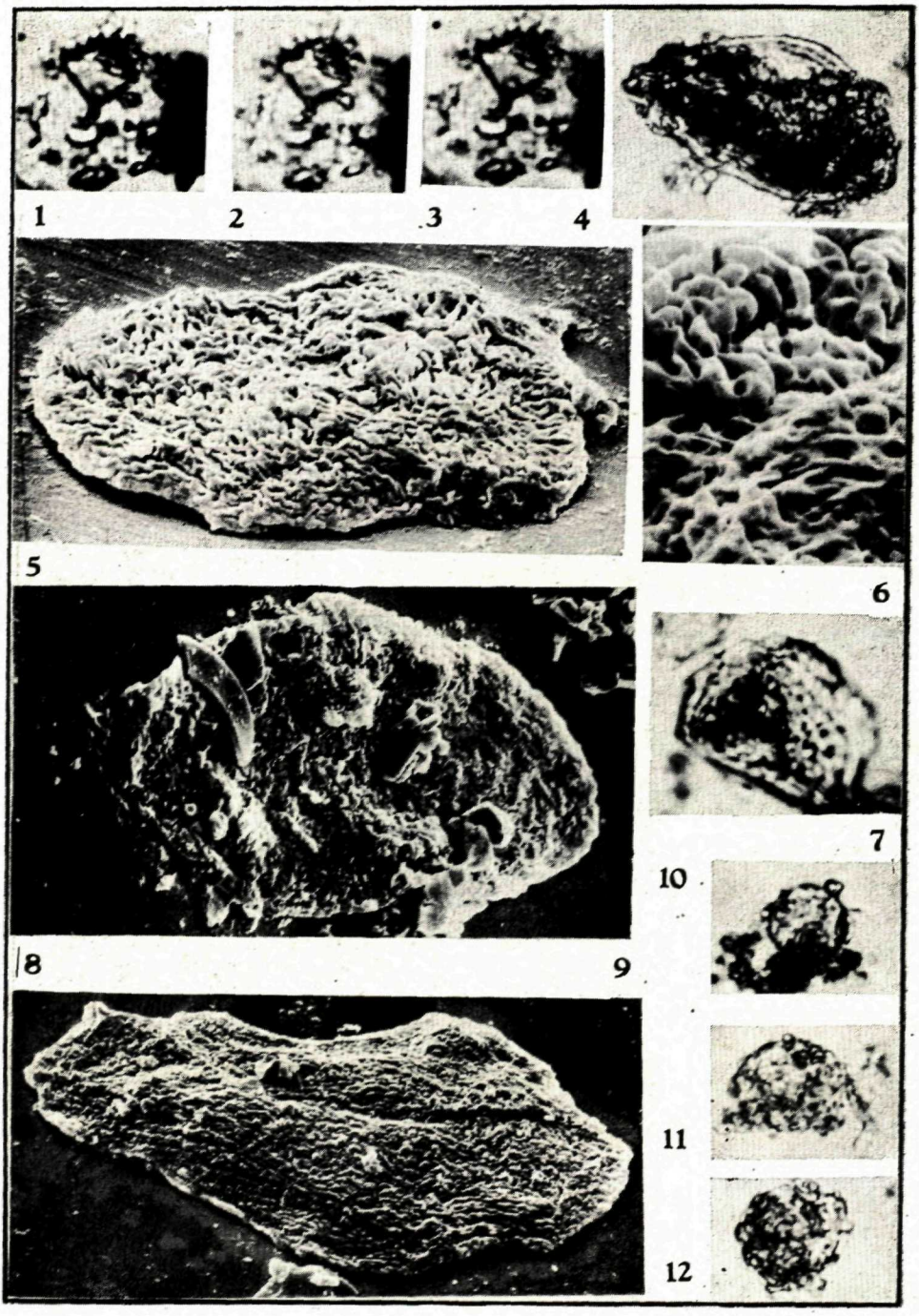
5

6

7




1
2
3
4
5
6
7


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

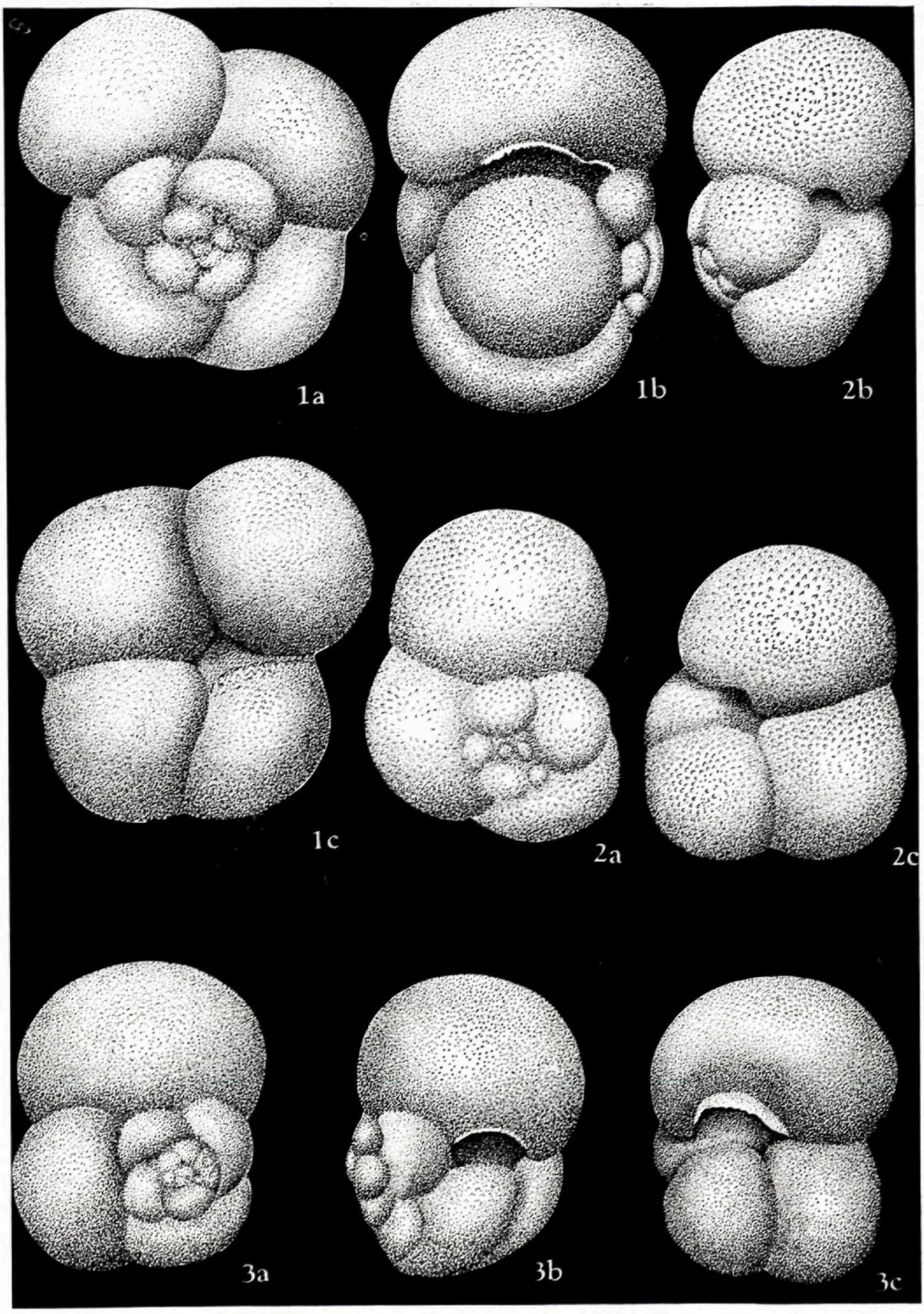


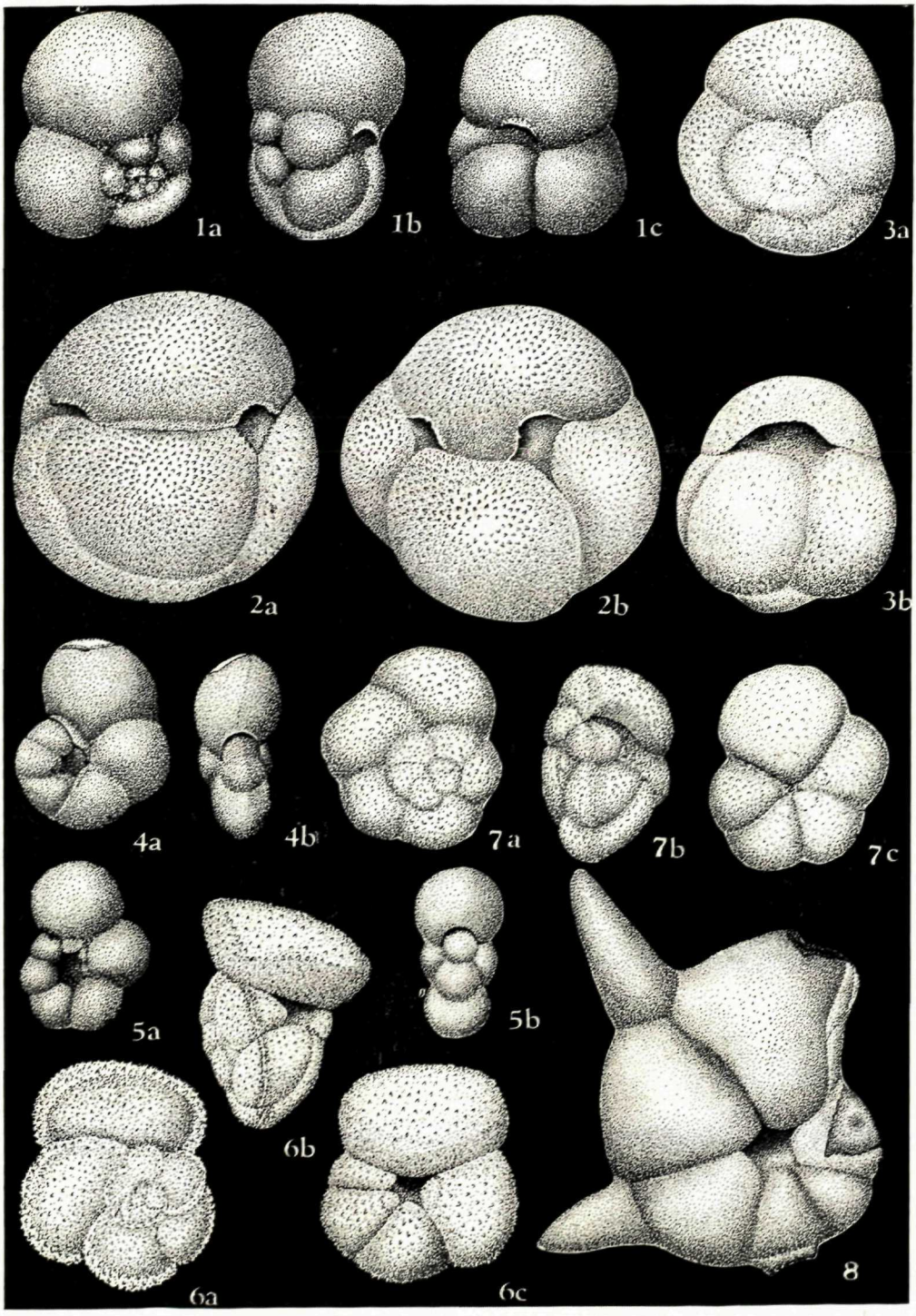


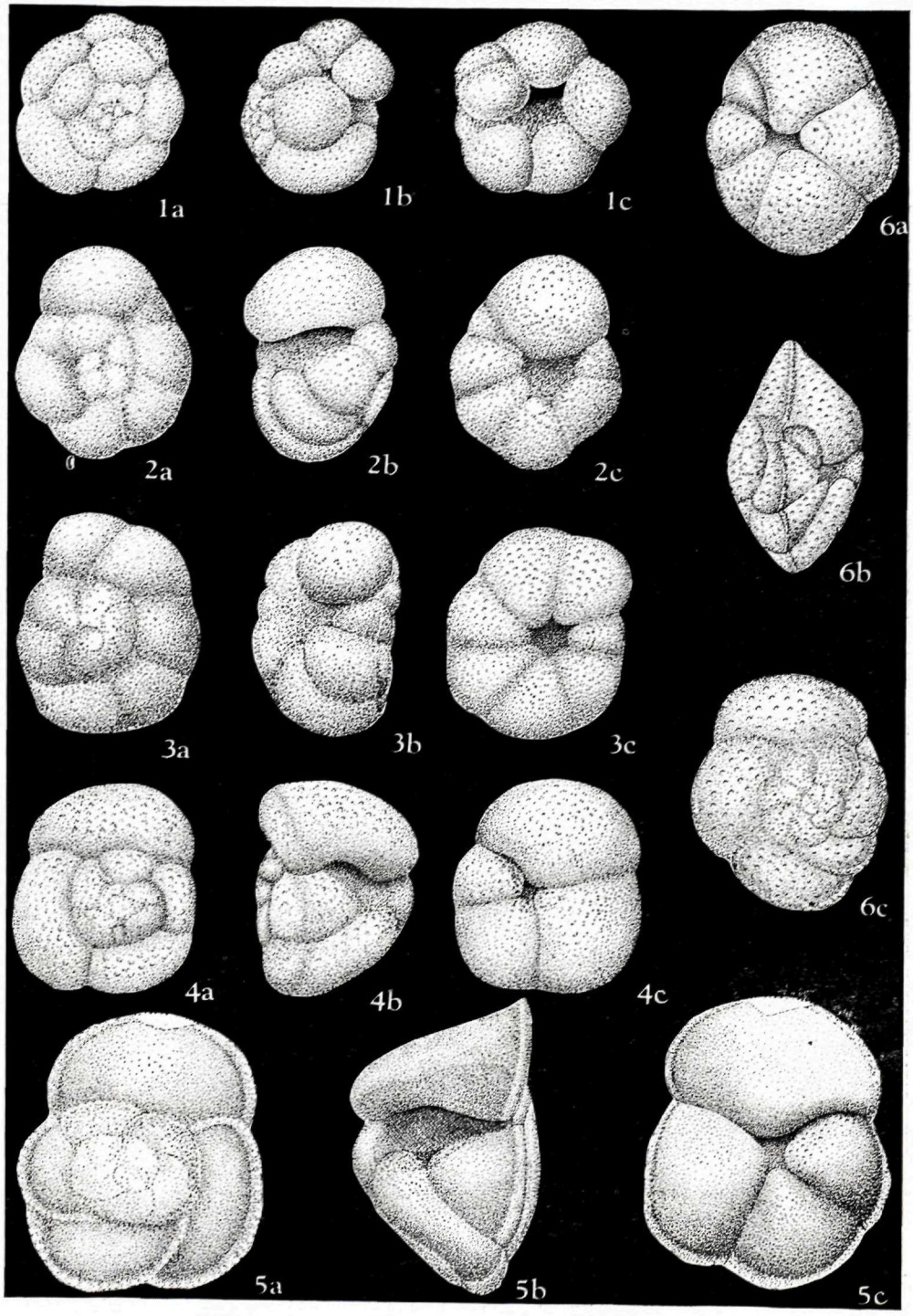


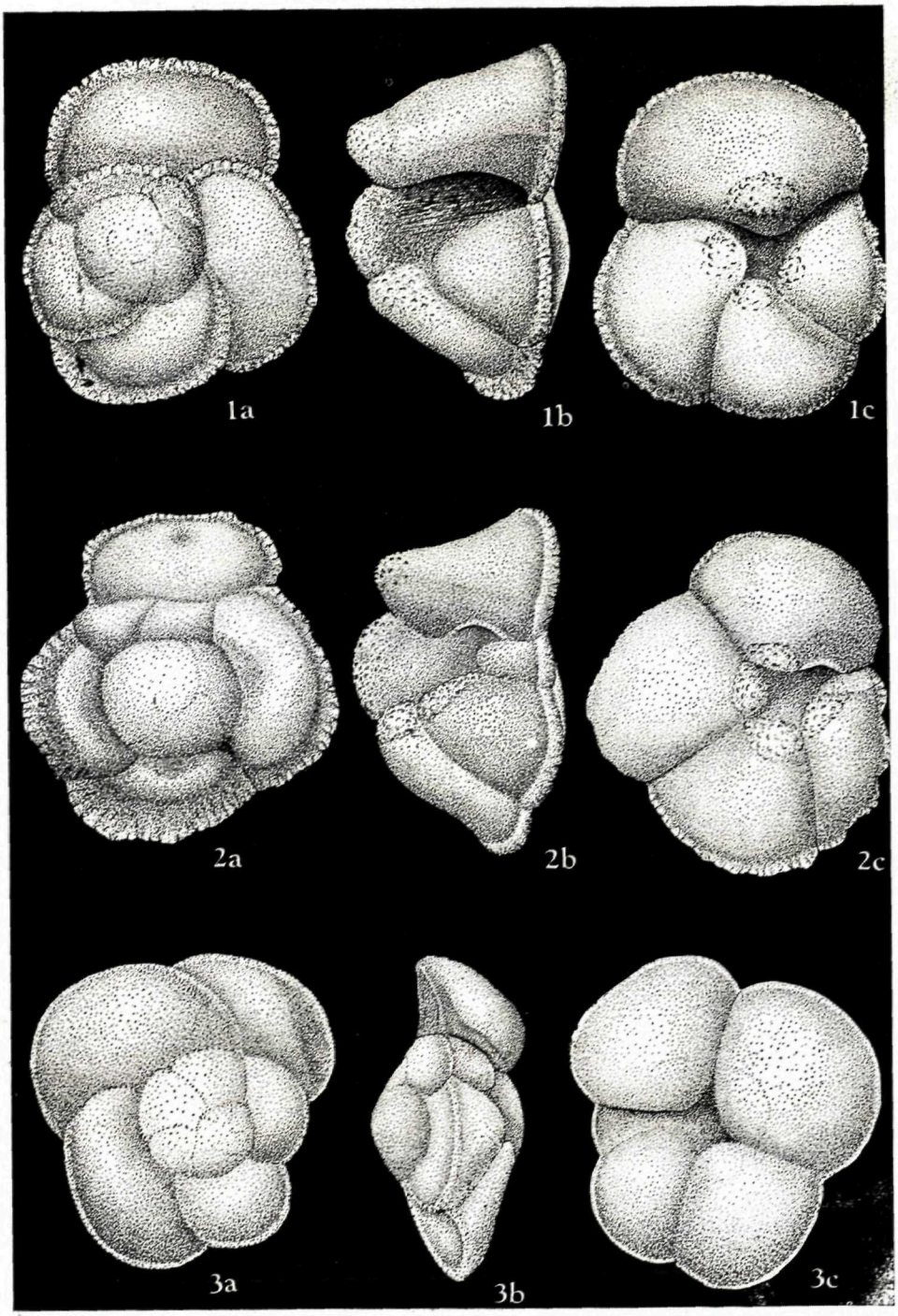




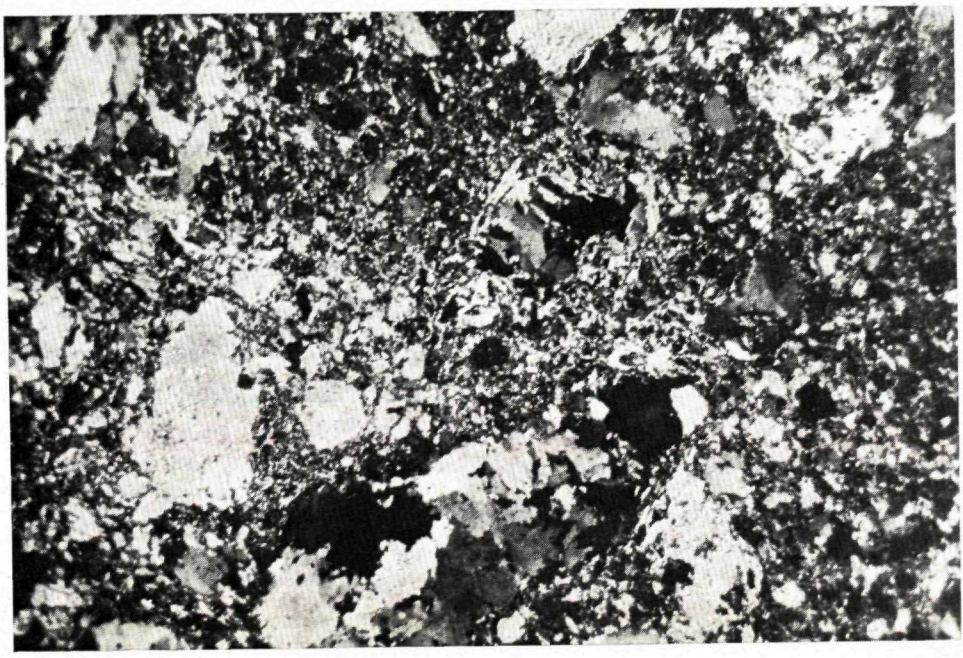

1a
1b
2b
1c
2a
2c
3a
3b
3c


1a
1b
1c
3a
2a
2b
3b
4a
4b
7a
7b
7c
5a
5b
6b
6a
6c
8


1a
1b
1c
6a
2a
2b
2c
6b
3a
3b
3c
6c
4a
4b
4c
5a
5b
5c

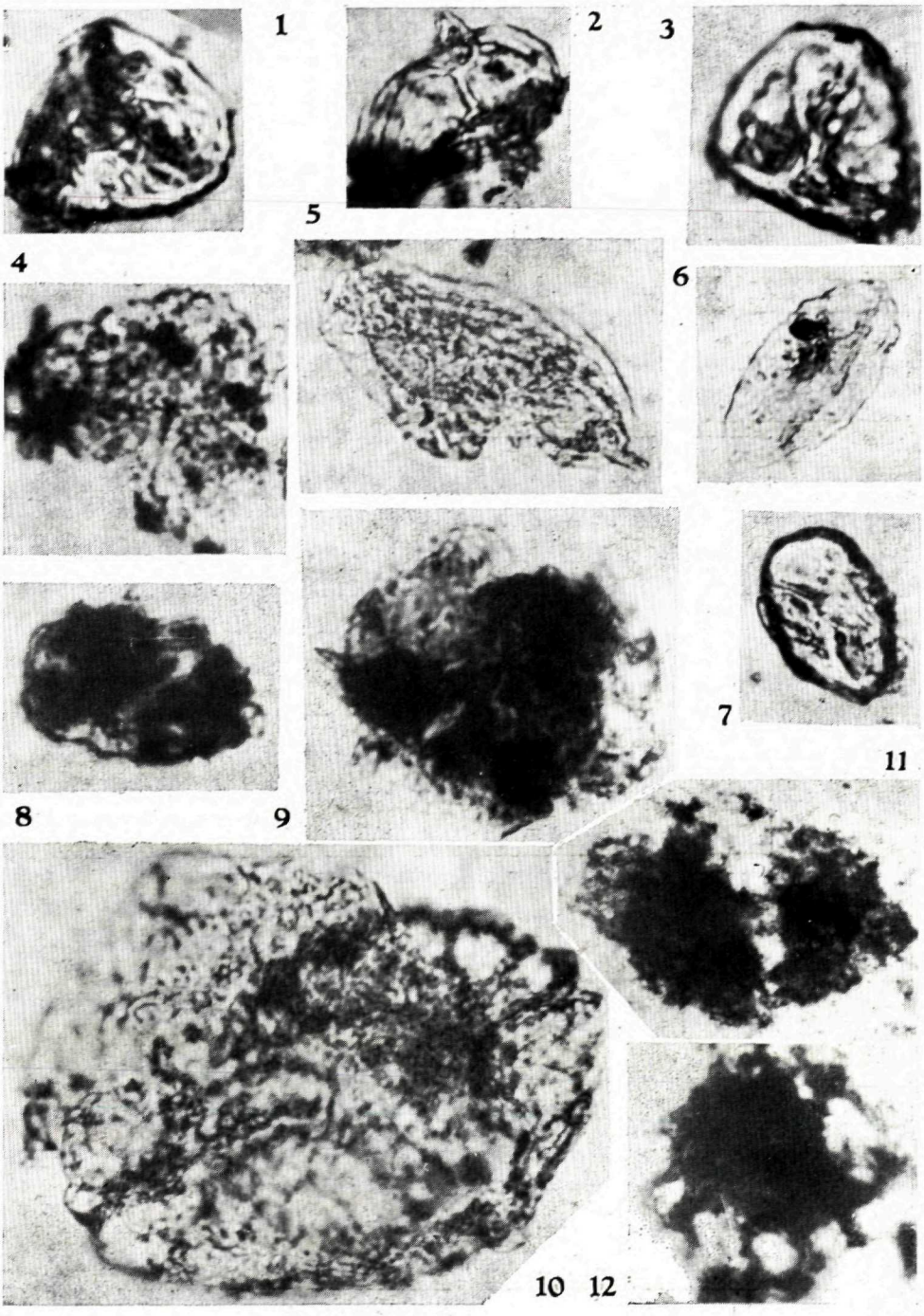

1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3b
3c

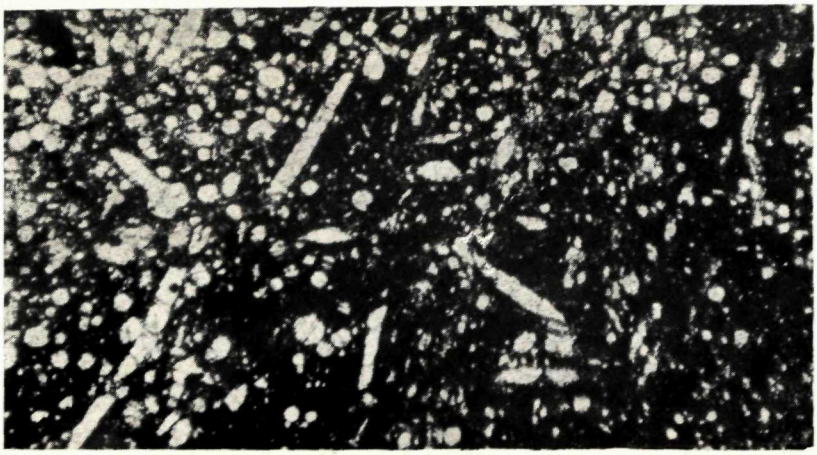




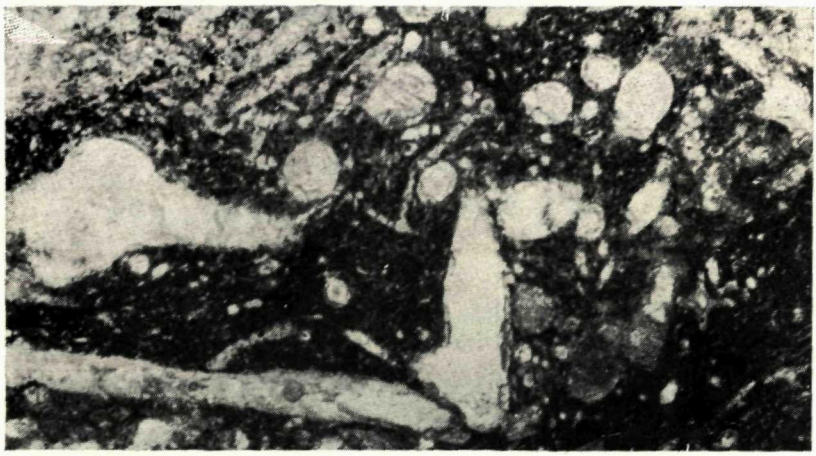




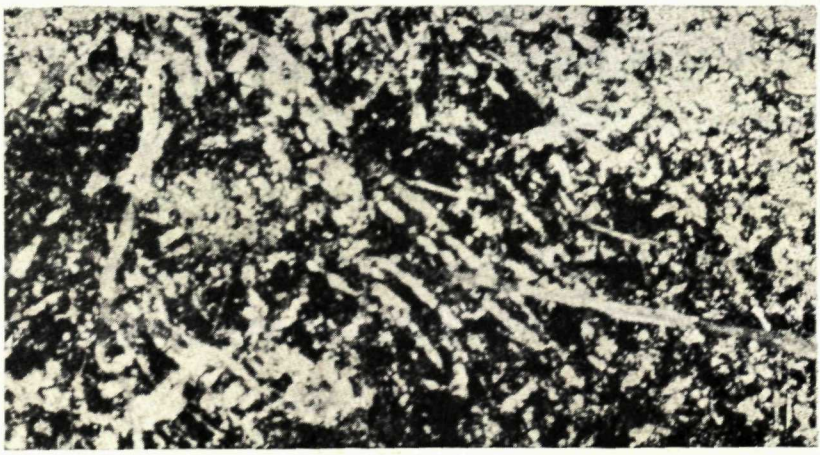

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12



1



2



3